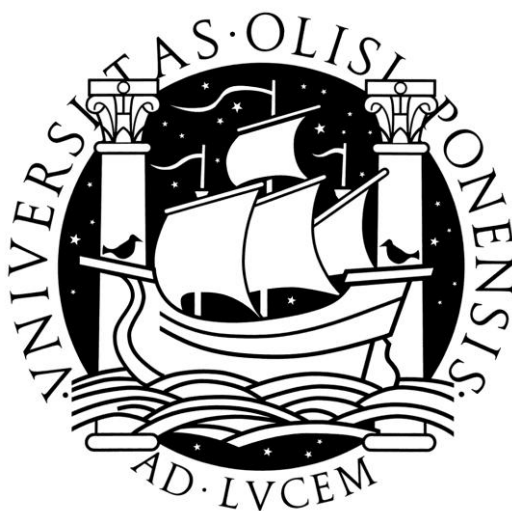


**UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



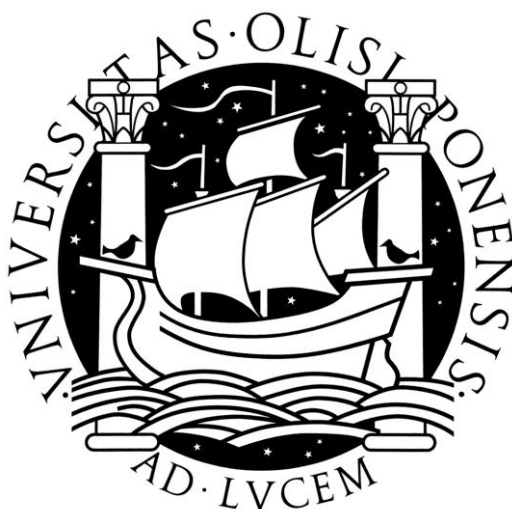
**GEOQUÍMICA DAS ROCHAS MAGMÁTICAS DA ILHA BRAVA:
IMPLICAÇÕES PARA A ORIGEM E VARIABILIDADE ESPAÇO-
TEMPORAL DO PONTO QUENTE DE CABO VERDE**

Cyntia Coquelet Pinto Mourão

**DOCTORAMENTO EM GEOLOGIA
(GEOQUÍMICA)**

2012

**UNIVERSIDADE DE LISBOA
FACULDADE DE CIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**



**GEOQUÍMICA DAS ROCHAS MAGMÁTICAS DA ILHA BRAVA:
IMPLICAÇÕES PARA A ORIGEM E VARIABILIDADE ESPAÇO-
TEMPORAL DO PONTO QUENTE DE CABO VERDE**

Cyntia Coquelet Pinto Mourão

Tese orientada pelos Profs. Doutores João Mata e Manuel Moreira
especialmente elaborada para a obtenção do grau de doutor em
Geologia (especialidade de Geoquímica)

2012

*O' Brava amada, meu ninho em flor,
O' pequenina e humilde Brava!
Coroada outrora de fogo e lava,
Hoje teu ninho é o nosso amor!*

*Terra crioula, terra natal,
- Tamanho e forma de um coração! -
Que Deus te guarde de todo mal,
Que em torno a ti o Mal ruja em vão.*

*Filha da lava e filha do mar,
Que a lava aquece e o mar rebeija,
Tua alma, ó Brava, como que adeja,
Asa de sonho solto no ar.*

*Nunca amainaste na tempestade
As velas cândidas da clara esperança,
Nunca deixaste de, na bonança,
Ser forte e doce como a saudade!*

*Teus filhos amam o largo mar,
O mar que os leva e que os traz de espaço:
Choras, se partem p'ra não voltar,
Cantas, se voltam ao teu regaço!*

Hino Bravense
Eugénio Tavares
(1867-1930)

Resumo

A Ilha Brava (64 km²) localiza-se no extremo oeste do alinhamento meridional do arquipélago de Cabo Verde, sendo constituída por três unidades vulcanoestratigráficas que testemunham uma história vulcânica de cerca de 3 Ma. Foi escolhida como objecto de estudo na tentativa de contribuir para a melhor compreensão da origem e local de residência de alguns dos componentes mantélicos, das relações genéticas entre magmas silicatados e carbonatíticos, dos processos de desgaseificação de magmas carbonatíticos e da origem do carbono neles contido, da variabilidade geoquímica espaço-temporal do ponto quente de Cabo Verde, e da profundidade de enraizamento da sua pluma mantélica.

A Brava contrasta com as outras ilhas do arquipélago por definir dois grupos geoquímicos distintos. As amostras do Complexo Basal, sendo menos radiogénicas Sr e He e mais em Nd e Pb que a unidade mais recente, são idênticas às ilhas do norte e explicáveis pela mistura de um componente do tipo HIMU (crosta oceânica reciclada com 1.3 Ga) e manto inferior (³He/⁴He até 12.85 Ra), carregados para a “superfície” pela pluma mantélica. Tal como é usual nas ilhas do sul, a Unidade Superior sugere, em adição, o envolvimento de um componente com afinidade EM-1, aqui considerado representativo de fragmentos de litosfera subcontinental dispersos na astenosfera.

Os carbonatitos definem dois grupos com assinaturas isotópicas semelhantes às das rochas silicatadas contemporâneas. Os calciocarbonatitos resultaram de imiscibilidade líquida produzindo magmas nefeliníticos e carbonatíticos, enquanto os magnesiocarbonatitos representam líquidos residuais após a fraccionação de calcite a partir de um magma carbonatítico.

As muito baixas razões ⁴He/⁴⁰Ar* (≈ 0.25) que caracterizam a fonte dos carbonatitos do Complexo Basal indicam uma evolução a partir de razões K/U muito mais elevadas que o conjunto dos reservatórios silicatados da Terra. Sendo estes valores, também incompatíveis com a reciclagem de componentes crostais, foram aqui interpretados como podendo reflectir a contribuição do “*missing Ar reservoir*” para a fonte mantélica dos carbonatitos.

Palavras-chave: arquipélago de Cabo Verde, magmas alcalinos, carbonatitos, isótopos de Sr-Nd-Pb, gases nobres, pluma mantélica

Abstract

Brava (64 km²) is the westernmost island of the cape-verdean southern alignment. Three volcano-stratigraphic units were identified, testifying a volcanic history of 3 Ma. It was chosen as a case study in an attempt to *i*) contribute to a better understanding of some mantle components origin and residence local, *ii*) the genetic link between silicate and carbonatitic magmas, *iii*) the degassing process affecting carbonatitic magmas, *iv*) the origin of their carbon, *v*) the spacial and temporal variability of the Cape Verde magmatism and *vi*) the root depth of the mantle plume.

In contrast to other islands of the archipelago, Brava is clearly characterized by two groups of distinct isotopic compositions. The Basal Complex, being more Nd- and Pb-radiogenic and less Sr- and He-radiogenic than the Upper Unit volcanics, is similar to the northern islands, being mainly explained by the mixing of a HIMU-type local end-member [ancient (≈ 1.3 Ga) recycled oceanic crust], with the lower mantle ($^3\text{He}/^4\text{He}$ up to 12.85 Ra), both carried to the “surface” by the mantle plume. As for the southern islands, the Upper Unit elemental and isotopic signatures suggest the involvement of an additional local end-member akin to the EM1-type, which is considered to represent the subcontinental lithosphere floating in the asthenosphere.

Brava carbonatites define two distinct groups with similar isotopic ranges as those observed for the coeval alkaline silicate rocks. It is proposed that calciocarbonatites, from the Intermediate and Upper units, resulted from nephelinite-carbonatite liquid immiscibility, while the subordinate Intermediate Unit magnesiocarbonatites represent residual liquids after calcite fractionation from carbonatite magma.

The inferred low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ (≈ 0.25) that characterizes the source of Basal Complex carbonatites is thought to reflect the contribution of a mantle domain evolving under high K/U, which cannot be explained by recycling of crustal components. Instead, it could reflect the contribution of the “missing Ar reservoir” to the carbonatite mantle sources.

Keywords: Cape Verde archipelago, alkaline magmas, carbonatites, Sr-Nd-Pb isotopes, noble gases, mantle plume

Agradecimentos

Os resultados, discussões e conclusões que aqui se apresentam são fruto de um esforço que está longe de ser individual. Todo o trabalho, que culmina com a apresentação desta dissertação, não poderia ter sido realizado sem o apoio de um numeroso grupo de pessoas e entidades. Muitos foram aqueles que, de uma forma ou de outra, contribuíram para a concretização desta tese. Muitos fizeram-no de forma inconsciente e não avaliam, portanto, o quanto foram importantes nesta etapa da minha vida.

Correndo o risco desta lista ficar incompleta, passo de seguida a enumerar quem, de alguma maneira e em algum momento deste longo percurso, contribuiu de forma decisiva para que fosse possível a elaboração deste trabalho. Aos indevidamente não mencionados, deixo desde já um sincero pedido de desculpas.

A primeira pessoa a quem dirijo a minha profunda gratidão é ao Professor João Mata. Enquanto orientador, pela confiança depositada ao aceitar a responsabilidade de orientar esta tese, pela disponibilidade incondicional que se reflectiu nas longas horas de trabalho conjunto, pela paciência para ensinar e corrigir os meus erros, e pela exigência e rigor que sempre revelou no acompanhamento científico e na discussão das ideias. Enquanto pessoa, pela amizade e palavras de incentivo, as quais me fizeram crescer tanto a nível pessoal como profissional, sendo os seus desafios uma fonte de inspiração e motivação para ultrapassar cada obstáculo nesta jornada.

Agradeço igualmente ao Professor Doutor Manuel Moreira que, aceitando a posição de co-orientador, me abriu as portas do Laboratório de *Géochimie et Cosmochimie* do *Institut de Physique du Globe de Paris*, onde tive a oportunidade de aprender técnicas analíticas de topo no domínio da geoquímica isotópica de gases nobres. Sem os seus ensinamentos e partilha de ideias parte deste trabalho não se teria concretizado. Os meus agradecimentos são igualmente extensíveis à Aude Raquin, então doutoranda na mesma instituição, que pacientemente me acompanhou nos meus primeiros passos naquele laboratório.

Ao Professor Régis Doucelance agradeço o ter aceite receber-me no *Laboratoire des Magmas et Volcans*, em Clermont-Ferrand, o generoso apoio logístico na obtenção das análises isotópicas de Sr e Nd, e também pelo acompanhamento em todo o processo de aprendizagem da técnica

analítica envolvida. À Chantal Bosq devo tudo o que sei sobre o pré-tratamento químico das amostras para análise isotópica em “*clean lab*”.

Por fim, um *muito obrigada* aos membros (*s.l.*) do Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, com quem tive o privilégio e o prazer de trabalhar ao longo destes últimos anos. Refiro-me, primeiramente, ao Professor José Madeira, a quem agradeço não só pelo acompanhamento nos trabalhos de campo realizados na Ilha Brava e ajuda preciosa para a compreensão da evolução vulcanoestratigráfica da área estudada, mas também por todo o apoio e amizade que tenho recebido durante estes anos, expressos inclusive através das inúmeras correcções que fez a este trabalho. Ao Professor António Brum um agradecimento pela sua participação na segunda missão de campo.

Ao Professor Luis Celestino Silva, estou reconhecida, primeiro por nos ter apresentado a Ilha Brava através de referências bibliográficas de outra forma dificilmente acessíveis, também pelas horas eternas que passou comigo ao microscópio, ajudando-me a desvendar o intrincado enredo contado pelas rochas amostradas, mas acima de tudo pela amizade e preocupação que sempre teve para comigo.

Às Professoras Lúcia Martins e Teresa Palácios agradeço não só o apoio com questões logísticas laboratoriais mas também a amizade e troca de ideias. Relativamente à Professora Isabel Ribeiro da Costa, com quem tenho o prazer de trabalhar neste momento, a amizade e profunda compreensão e tolerância pelos meus sucessivos atrasos na conclusão deste Doutoramento são o motivo do agradecimento.

Ao Sr. Alberto Verde todas as palavras são poucas para agradecer a amizade desinteressada e total disponibilidade para ajudar no que quer que fosse. Escusado será dizer que a sua presença constante tornou muito mais amenos os dias intermináveis que passei enclausurada no piso 0 do C6 a serrar e moer rocha, a separar minerais no Frantz ou à lupa. Ao Doutor Pedro Rodrigues, pela preciosa ajuda na obtenção das análises de química mineral, pela paciência que manifestou comigo e com as minhas amostras, todas de temperamento difícil. À Sandra Pereira, à D. Izelinda Rodrigues e à D. Maria do Rosário Baiões estou grata por todo o apoio logístico prestado durante a separação de minerais com líquidos densos, o mesmo se passando relativamente à D. Cleta Melo, à D. Nídia Pereira e à Célia Lee por terem estado sempre disponíveis com a sua simpatia e boa disposição para ajudar com todas e quaisquer questões burocráticas.

O meu agradecimento vai também para a Fundação para a Ciência e Tecnologia (FCT) que, através de uma bolsa de doutoramento e do projecto PLINT¹, suportou os custos envolvidos na elaboração desta tese bem como permitiu que tivesse a estabilidade financeira suficiente para me dedicar exclusivamente a este trabalho. Agradeço igualmente à Fundação Calouste Gulbenkian pela concessão de duas bolsas de estágio de curta duração, as quais me permitiram concretizar os trabalhos de laboratório em Paris e Clermont-Ferrand.

Um sentido e especial agradecimento vai para as minhas amigas e colegas Sofia Martins e Inês Cruz. À Sofia devo muito do que alcancei hoje e à ela dirijo um *muito obrigada* por toda a ajuda que me deu, fosse uma troca de ideias, uma partilha de informação ou uma palavra de reconforto. À Inês por estar sempre presente, amiga para todas as horas, sempre pronta a ajudar com a sua atitude positiva perante a vida.

À Sofia Lopes, amiga e colega sempre presente quer quando estava aqui pertinho, quer agora que se encontra lá longe na Austrália, agradeço as palavras de incentivo e motivação que sempre me transmitiu com a sua postura determinada. A muitos outros que cruzaram o meu caminho neste percurso e deixaram, de uma forma ou de outra, uma marca da sua presença transmito os meus agradecimentos: Rui Miranda, Telmo Santos, Ana Jesus, Tânia Ferreira, Rute Ramos, Filipa Marques, Isabel Martins, Ana Margarida Bento, Carlos Nogueira, Zenaida Diogo, Marta Velasquez David e Sónia Domingues.

Finalmente resta-me agradecer à minha família. Aos meus pais, Luís e Augusta, devo a possibilidade de ter chegado até aqui. A eles transmito o meu mais profundo e sentido *muito obrigada* por me terem dado a oportunidade de estudar, inculcando em mim não o sentido do dever mas do prazer em aprender. À minha mana Patrícia, amiga e companheira, a quem dedico esta tese, o meu agradecimento por me aturar nos momentos mais difíceis, nas minhas tristezas e desilusões e na rabugice por coisa nenhuma. Ao meu João, que teve (e ainda tem) que enfrentar de frente todas as minhas crises, mas que esteve sempre ao meu lado, apoiando-me incondicionalmente em todas as minhas decisões. Aos meus dois pequenos peludos, Zimbrow e Zahara, que como gatos que são nunca saberão o quanto me ajudaram com a sua companhia nas longas horas passadas à frente do computador, pela noite dentro.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO: ESTADO DA ARTE E DEFINIÇÃO DE OBJECTIVOS

1.1. Introdução	1
1.2. Estudos prévios realizados na Ilha Brava e principais problemáticas encontradas .2	2
1.2.1. Principais problemáticas da história geológica de Cabo Verde e da Ilha Brava	4
1.2.1.1. Os componentes mantélicos expressos em Cabo Verde: a sua composição, origem e local de residência.....	4
1.2.1.2. Petrogénese de magmas carbonatíticos	6
1.2.1.3. Carbonatitos: a origem do carbono	8
1.2.1.4. Predomínio de composições fonolíticas na Brava.....	8
1.2.1.5. Está uma pluma mantélica de origem profunda na génese do arquipélago de Cabo Verde?	9
1.3. Apresentação e definição dos principais objectivos do presente trabalho.....	13

CAPÍTULO 2 - GEOLOGIA DE CABO VERDE

2.1. Enquadramento geográfico	17
2.2. Geomorfologia	18
2.2.1. Descrição geral: confronto entre forças construtivas e destrutivas	19
2.2.2. A paisagem vulcânica de Cabo Verde	21
2.2.3. Movimentos verticais de levantamento e subsidência em Cabo Verde	24
2.3. Enquadramento geotectónico	25
2.4. Constrangimentos geofísicos e geodinâmicos	27
2.4.1. Anomalias do geóide e profundidade de compensação	31
2.4.2. Métodos gravimétricos e sísmicos: um retrato da litosfera subjacente a Cabo Verde	32
2.4.3. Anomalias do fluxo de calor: rejuvenescimento térmico da litosfera.....	37
2.4.4. Origem do <i>Cape Verde Rise</i>	38
2.5. Síntese da evolução geocronológica do arquipélago.....	40

CAPÍTULO 3 - VULCANOESTRATIGRAFIA DA ILHA BRAVA

3.1. Enquadramento regional.....	43
3.2. Geomorfologia.....	44
3.3. Vulcanoestratigrafia	48
3.3.1. Unidade Inferior: vulcanismo submarino	48
3.3.2. Unidade Intermédia: complexo intrusivo	50
3.3.3. Unidade Superior: vulcanismo subaéreo pós-evento erosivo	52
3.3.3.1. Vulcanismo fonolítico	52
3.3.3.2. Vulcanismo máfico	55
3.3.3.3. Vulcanismo carbonatítico	56
3.3.4. Depósitos não vulcânicos.....	61
3.4. Falhas e lineamentos vulcano-tectónicos	62
3.5. Amostragem	63

CAPÍTULO 4 - GEOCROLOGIA $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

4.1. Introdução	65
4.2. Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	65
4.2.1. O método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: uma breve revisão.....	67
4.2.2. Apresentação e interpretação dos resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	68
4.2.3. Avaliação dos resultados	70
4.2.4. Resultados obtidos em amostras da Ilha Brava	72
4.2.4.1. Unidade Inferior	73
4.2.4.2. Unidade Intermédia.....	75
4.2.4.3. Unidade Superior	77
4.3. Evolução vulcanoestratigráfica	79

CAPÍTULO 5 - PETROGRAFIA E QUÍMICA MINERAL

5.1. Introdução	83
5.2. Descrição petrográfica das principais litologias amostradas	84

5.2.1. Unidade Inferior.....	84
5.2.1.1. Rochas máficas	84
5.2.2. Unidade Intermédia	88
5.2.2.1. Piroxenitos	88
5.2.2.2. Ijolitos <i>s.l.</i>	90
5.2.2.3. Sienitos nefelínicos	94
5.2.2.4. Carbonatitos intrusivos	98
5.2.3. Unidade Superior	102
5.2.3.1. Rochas máficas	102
5.2.3.2. Nefelinitos fonolíticos e fonólitos.....	104
5.2.3.3. Carbonatitos extrusivos	109
5.3. Breve caracterização química das principais fases minerais constituintes	111
5.3.1. Olivina	111
5.3.1.1. Coeficientes de partição e equilíbrio olivina/líquido	115
5.3.1.2. Temperatura de cristalização da olivina	120
5.3.2. Piroxena.....	122
5.3.2.1. Rochas vulcânicas	122
5.3.2.1.1. Rochas máficas.....	123
5.3.2.1.2. Rochas félsicas	126
5.3.2.1.3. Carbonatitos extrusivos	129
5.3.2.2. Evolução composicional e condições de cristalização das piroxenas das rochas vulcânicas das unidades Inferior e Superior	130
5.3.2.3. Rochas plutónicas	137
5.3.2.3.1. Piroxenitos	137
5.3.2.3.2. Ijolitos <i>s.l.</i>	138
5.3.2.3.3. Sienitos nefelínicos	142
5.3.2.4. Evolução composicional e condições de cristalização das piroxenas das rochas plutónicas da Unidade Intermédia	145
5.3.2.4.1. Estimativa das condições de temperatura e pressão durante a cristalização das clinopiroxenas das rochas máficas vulcânicas	154
5.3.3. Óxidos	156
5.3.3.1. Rochas vulcânicas	158
5.3.3.2. Rochas plutónicas	162

5.3.4. Anfíbola	165
5.3.4.1. Rochas vulcânicas	165
5.3.4.1.1. Rochas máficas	165
5.3.4.2. Rochas plutónicas	167
5.3.5. Micas.....	169
5.3.5.1. Rochas silicatadas da Unidade Intermédia (piroxenitos, ijolitos <i>s.l.</i> e sienitos nefelínicos).....	170
5.3.5.2. Rochas carbonatíticas: intrusivas e extrusivas	176
5.3.6. Feldspatos e feldspatóides.....	177
5.3.6.1. Rochas vulcânicas	179
5.3.6.1.1. Feldspatos.....	179
5.3.6.1.2. Feldspatóides	180
5.3.6.2. Rochas plutónicas	182
5.3.7. Apatites	186
5.3.8. Esfena.....	190
5.3.9. Carbonatos	196
5.3.9.1. Rochas plutónicas silicatadas	196
5.3.9.2. Carbonatitos intrusivos e extrusivos.....	197

CAPÍTULO 6 - GEOQUÍMICA ELEMENTAR E ISOTÓPICA (SR-ND-PB)

6.1. Introdução	199
6.2. O impacto dos processos de alteração hidrotermal/meteórica nas assinaturas elementares e isotópicas das rochas da Ilha Brava	201
6.3. Assinaturas elementares (maiores e traço)	206
6.3.1. Classificação e nomenclatura	207
6.3.1.1. Rochas silicatadas.....	207
6.3.1.2. Rochas carbonatíticas.....	211
6.3.2. Geoquímica dos elementos maiores	212
6.3.3. Geoquímica dos elementos traço.....	220
6.3.3.1. Comportamento geoquímico dos elementos traço	220
6.3.3.2. Elementos traço compatíveis.....	222
6.3.3.3. Elementos traço incompatíveis e diagramas multi-elementares (<i>spidergrams</i>)	225

6.3.3.4. Espectro de elementos do grupo das terras raras (REE)	233
6.4. Assinaturas isotópicas de Sr-Nd-Pb	240
6.4.1. Sistemas Rb-Sr e Sm-Nd	243
6.4.2. Sistemas U-Pb e Th-Pb	246
6.5. Processos de génese e evolução magmática como causa da variabilidade geoquímica dos magmas da Ilha Brava.....	249
6.5.1. Considerações teóricas: fusão parcial <i>vs.</i> cristalização fraccionada	250
6.5.2. Considerandos acerca da petrogénese das rochas silicatadas	252
6.5.2.1. Unidade Inferior: lavas e filões máficos submarinos	252
6.5.2.2. Unidade Intermédia: complexo intrusivo alcalino	259
6.5.2.3. Unidade Superior: magmatismo bimodal subaéreo	272
6.5.3. Litologias peridotíticas <i>vs.</i> piroxeníticas na(s) fonte(s) mantélica(s) da Brava: alguns considerandos.....	280
6.5.4. Considerandos acerca da petrogénese das rochas carbonatíticas.....	283
6.5.4.1. Os carbonatitos na Ilha Brava	285
6.5.4.1.1. Carbonatitos extrusivos - Unidade Superior.....	286
6.5.4.1.2. Carbonatitos intrusivos - Unidade Intermédia.....	295
Magnesiocarbonatitos.....	296
Calciocarbonatitos.....	297
6.6. Natureza da fonte mantélica da Ilha Brava.....	301
6.6.1. Modelação composicional da fonte mantélica da Ilha Brava: a contribuição do manto inferior e dos componentes HIMU e EM-1	303
6.6.1.1. Componente tipo-FOZO.....	310
6.6.1.2. Componente tipo-HIMU	312
6.6.1.3. O manto inferior	318
6.6.1.4. Componente enriquecido de tipo-EM-1	320
 <u>CAPÍTULO 7 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE GASES NOBRES</u>	
7.1. Introdução	329
7.2. Gases nobres em Cabo Verde: estudos prévios	329
7.3. Gases nobres nas rochas silicatadas e carbonatíticas da Ilha Brava.....	330

7.3.1. Composições elementares e isotópicas das rochas da Ilha Brava	330
7.3.1.1. Rochas máficas silicatadas	331
7.3.1.2. Rochas carbonatíticas	332
7.3.2. Produção cosmogénica e radiogénica	336
7.3.3. Assinaturas atmosféricas dos gases nobres pesados	340
7.3.4. O controlo exercido pela solubilidade na fraccionação elementar e isotópica dos gases nobres	345
7.3.5. Causa das baixas razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$	351
7.3.5.1. Fraccionação Ar-Ar durante a imiscibilidade	351
7.3.5.2. Fraccionação He-Ar durante a fusão parcial	352
7.3.5.3. Composição da fonte mantélica: o possível envolvimento do “ <i>missing Ar reservoir</i> ”	353
7.3.6. Implicações das assinaturas elementares e isotópicas de gases nobres na fonte mantélica: origem da pluma de Cabo Verde no manto inferior	358
Bibliografia	361

ANEXO I - LISTAGEM DAS AMOSTRAS RECOLHIDAS E RESPECTIVA LOCALIZAÇÃO

I.1. Introdução	I.1
I.2. Unidade Inferior (2.92 - 1.99 Ma)	I.1
I.3. Unidade Intermédia (1.95 - 1.36 Ma)	I.2
I.4. Unidade Superior (<0.5 Ma)	I.3

ANEXO II - COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA MODAL SEMI-QUANTITATIVA

II.1. Simbologia e abreviaturas	II.1
II.2. Unidade Inferior	II.2
II.2.1. Rochas máficas	II.2
II.3. Unidade Intermédia	II.3
II.3.1. Rochas máficas e ultramáficas plutónicas (piroxenitos e ijolitos <i>s.l.</i>)	II.3
II.3.2. Sienitos nefelínicos	II.3

II.3.2.1. Grupo I.....	II.3
II.3.2.2. Grupo II.....	II.4
II.3.3. Carbonatitos intrusivos	II.4
II.3.3.1. Calciocarbonatitos	II.4
II.3.3.2. Magnesiocarbonatitos	II.5
II.4. Unidade Superior.....	II.5
II.4.1. Rochas máficas	II.5
II.4.2. Rochas félsicas.....	II.6
II.4.2.1. Grupo I.....	II.6
II.4.2.2. Grupo II.....	II.7
II.4.3. Carbonatitos extrusivos.....	II.8
 <u>ANEXO III - METODOLOGIAS E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS</u>	
III.1. Introdução	III.1
III.2. Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	III.2
III.2.1. Introdução	III.2
III.2.2. Preparação das amostras	III.2
III.2.3. Irradiação	III.3
III.2.4. Cálculo das idades	III.4
III.3. Análises de química mineral.....	III.5
III.4. Análises químicas elementares de rocha total.....	III.7
III.5. Análises químicas isotópicas de Sr, Nd e Pb	III.10
III.5.1. Preparação das amostras para análise: separação química por cromatografia	III.10
III.5.1.1. Separação conjunta do Sr e Nd.....	III.10
III.5.1.1.1. Pré-tratamento químico (lixiviação) e digestão ácida da amostra de rocha pulverizada	III.10
III.5.1.1.2. Separação química	III.11
III.5.1.2. Separação do Pb	III.12
III.5.1.2.1. Procedimento de ataque à amostra de rocha pulverizada	III.12
III.5.1.2.2. Separação química	III.13
III.5.2. Análise das composições isotópicas por espectrometria de massa	III.14
III.5.2.1. Princípios de funcionamento	III.14

III.6. Isótopos de gases nobres: He, Ne, Ar, Kr e Xe.....	III.18
III.6.1. Obtenção dos concentrados minerais.....	III.18
III.6.2. Procedimento analítico	III.19
III.6.2.1. A linha de extracção.....	III.22
III.6.2.2. A linha de purificação.....	III.24
III.6.2.3. O espectrómetro de massa	III.26
III.6.2.3.1. A fonte de iões.....	III.27
III.6.2.3.2. Os campos magnéticos.....	III.27
III.6.2.3.3. Os sistemas detectores	III.27
III.6.2.4. O registo do sinal e o tratamento dos dados	III.27
III.6.2.4.1. Extrapolação do isótopo de referência e das razões de referência	III.28
III.6.2.4.2. Correções dos dados brutos	III.28
Correcção de brancos	III.28
Medição de standards, sensibilidades e correções de discriminação de massa	III.29
III.6.2.4.3. Exemplo de uma experiência-tipo.....	III.29
III.7. Constantes de decaimento e períodos de semi-vida	III.31

ANEXO IV - RESULTADOS ANALÍTICOS

IV.1. Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$	IV.1
IV.2. Análises de química mineral.....	IV.30
IV.2.1. Olivina	IV.30
IV.2.2. Piroxena.....	IV.48
IV.2.3. Óxidos	IV.137
IV.2.4. Anfíbola.....	IV.149
IV.2.5. Mica.....	IV.158
IV.2.6. Feldspato	IV.172
IV.2.7. Nefelina	IV.196
IV.2.8. Apatite	IV.227
IV.2.9. Esfena.....	IV.237
IV.2.10. Carbonato	IV.248

IV.3. Análises químicas elementares de rocha total	IV.263
IV.3.1. Unidade Inferior	IV.263
IV.3.2. Unidade Intermédia.....	IV.265
IV.3.3. Unidade Superior.....	IV.270
IV.4. Análises isotópicas de Sr, Nd e Pb	IV.274
IV.5. Análises isotópicas de gases nobres (He, Ne, Ar, Kr e Xe)	IV.275

ANEXO V - COMPOSIÇÕES NORMATIVAS CIPW

V.1. Cálculo da norma	V.1
V.2. Minerais normativos constituintes das rochas silicatadas	V.1
V.2.1. Unidade Inferior.....	V.1
V.2.2. Unidade Intermédia	V.2
V.2.3. Unidade Superior	V.3

ANEXO VI - GLOSSÁRIO DE TERMOS GEOLÓGICOS, VULCANOLÓGICOS E ESTRUTURAIS

ANEXO VII - PUBLICAÇÕES



CAPÍTULO 1

Introdução:
estado da arte e
definição de objetivos

Ilha Brava vista da Ilha do Fogo
(Cynthia Mourão; 2006)

1.1. Introdução

O estudo da composição e evolução geoquímica do manto terrestre teve início na década de 60 do século passado, quando se tornou claro que a tectónica de placas era impulsionada por movimentos de convecção mantélica no estado sólido, ainda que actualmente se atribua à gravidade, uma importância que então não era reconhecida enquanto condicionante das placas litosféricas (e.g., Anderson, 2001; Steiner & Conrad, 2007; Schellart & Rawlinson, 2010)¹. Esses movimentos, bem como os de advecção associados às plumas mantélicas, são os responsáveis pelo transporte de materiais das zonas mais profundas do manto para as mais superficiais, onde tem início os processos de fusão quando é cruzada a *solidus* desses materiais. Os magmas assim gerados eventualmente atingem a superfície, trazendo consigo uma mensagem química do manto (Hofmann, 1997), no que respeita a sua composição actual e, através do estudo das suas assinaturas isotópicas, à composição integrada no tempo. Cabe aos geoquímicos interpretá-la. A tarefa não é fácil, mas nós damos o nosso melhor.

Dos múltiplos tipos de províncias magmáticas do nosso planeta, as ilhas oceânicas, pela natureza do seu substrato litosférico e dos processos que as originam, são usualmente consideradas o melhor veículo condutor para desbravar o muito que ainda nos é desconhecido acerca da composição e evolução do manto terrestre.

Nesse contexto, as ilhas cabo-verdianas ocupam uma posição privilegiada. Por um lado, a extrema variabilidade isotópica que as caracterizam indica que o *hotspot* de Cabo Verde pode ser útil para constranger os processos mantélicos inerentes ao vulcanismo intraplaca oceânico e a natureza das plumas mantélicas. Por outro, o facto de este *hotspot* ser virtualmente estacionário (Pollitz, 1991), devido ao seu posicionamento junto ao pólo de rotação da placa africana, permite o estudo das interacções entre a pluma e a litosfera sobrejacente sem que seja necessário considerar os efeitos causados pela movimentação da mesma.

Desde há largas décadas que Cabo Verde tem merecido a atenção da comunidade científica. Os primeiros trabalhos que se conhecem remontam aos anos 30 do século passado e são da autoria de José Bacellar Bebião, que, à luz dos conhecimentos da altura, descreve de forma

¹ Segundo estes autores, a magnitude do “*slab pull*” ($\approx 10^{13}$ N.m⁻¹) é significativamente maior que a do “*ridge push*” ($\approx 10^{12}$ N.m⁻¹). *Ridge push* é causado pelo movimento ascensional de material rochoso relativamente quente e menos denso nas cristas médias oceânicas, onde é transformado em movimento horizontal. *Slab pull* corresponde à força descendente causada pela mais alta densidade da litosfera oceânica antiga e fria relativamente à astenosfera subjacente.

detalhada a geologia de cada ilha do arquipélago, reunindo toda a informação numa memória publicada em 1932 pelos Serviços Geológicos de Portugal. Muitos outros se lhe seguiram, como se dará a conhecer ao longo deste trabalho, cada um dos quais contribuindo com uma pequena fracção de conhecimento para a compreensão global da complexidade geológica que este arquipélago encerra.

Cada ilha conta a sua própria história, que pode ser mais ou menos complexa, melhor ou menos bem compreendida... dependendo do que tem para nos contar, das evidências directas ou indirectas que nos apresenta e da dedicação e meios de quem se propõe desvendá-la.

Das dez ilhas que compõem o arquipélago cabo-verdiano, uma tem estado praticamente excluída da rota dos trabalhos de investigação científica em geologia... A Brava, um pequeno ponto (64 km²) situado no extremo meridional do arquipélago de Cabo Verde. Curiosamente, esta ilha, que deve o seu nome ao seu carácter extremamente acidentado (Capítulo 3), coloca à disposição de quem por ela se queira interessar uma extrema diversidade litológica e geoquímica que, a tornando cientificamente excitante, parece também fazer jus ao seu nome pela imensa complexidade de processos petrogenéticos que tal variabilidade antecipa.

1.2. Estudos prévios realizados na Ilha Brava e principais problemáticas encontradas

Até ao início dos trabalhos que conduziram à realização desta tese, em 2006, muito escassa era a informação disponível sobre a petrografia, química mineral e geoquímica das rochas silicatadas e carbonatíticas da Ilha Brava.

Depois do referido trabalho de Bebiano, do qual consta um capítulo dedicado a esta ilha (Bebiano, 1932), outros surgiram, mas após um longo interregno. Somente em 1966 foi realizada uma cartografia geológica mais pormenorizada por F. Machado, J. Azevedo Leme e J. Monjardino, colaboradores da então Junta de Investigações do Ultramar, resultando na carta geológica publicada em 1968. Neste levantamento utilizaram-se fotografias aéreas zenitais, na escala aproximada 1/30 000, cedidas pelo já inexistente Centro de Geografia do Ultramar. Na implantação definitiva dos limites geológicos foi utilizada como base cartográfica a carta na escala 1/50 000, executada em 1929 pela Missão Geográfica de Cabo Verde, a qual, apresentando notórias deficiências, dificultou certamente os trabalhos daqueles investigadores.

Nas décadas que faltavam para concluir o século XIX, os únicos trabalhos produzidos resumem-se a actas de congressos (Castellana & Wolff, 1987; Miller et al., 1987; Turbeville & Wolff, 1987; Turbeville et al., 1987; Wolff & Turbeville, 1987; Peterson et al., 1989; Heleno da Silva et al., 1997) e artigos na revista *Garcia de Horta* da Junta de Investigações do Ultramar (Machado et al., 1967; Barros, 1968; Seita, 1973). Destes constavam essencialmente descrições sumárias das litologias aflorantes na ilha e dos seus minerais constituintes, bem como das suas características químicas elementares.

Com excepção de trabalhos em que a Brava não era o objectivo fulcral, alguns dos quais bastante recentes (e.g., Hoernle et al., 2002; Mata et al., 2010b; Hildner et al., 2011), esta ilha só viria a ser tratada em exclusivo nos trabalhos que conduziram a esta tese e nos com esta relacionados e realizados no âmbito do projecto PLINT².

Estes trabalhos, de índole vulcanoestratigráfica, geocronológica, mineralógica, petrológica e geoquímica, permitiram um incremento muito significativo no conhecimento das rochas magmáticas desta pequena ilha e deram origem a inúmeras comunicações científicas, sejam elas resumos apresentados em congressos (Madeira et al., 2006; Mata et al., 2006b, c; Mourão et al., 2007a, c, d, e; Madeira et al., 2008a; Mourão et al., 2008a, b; Mata et al., 2009a, b; Mata et al., 2010a; Mourão et al., 2010b; Mourão et al., 2011; Madeira et al., 2012), sejam publicações em revistas nacionais (Madeira et al., 2008b) e internacionais cotadas no ISI (Madeira et al., 2010; Mourão et al., 2010a; Mourão et al., 2012a, b). O conhecimento adquirido ao longo de décadas pelos que nos precederam no estudo dedicado do arquipélago de Cabo Verde permitia antever o cenário que seria encontrado na Ilha Brava. Porém, dado início à primeira missão geológica realizada na ilha, em 2006 (na qual tive a oportunidade de participar), logo se constatou que a enorme variabilidade litológica e as suas intrincadas relações no espaço e no tempo constituíam um verdadeiro desafio para os anos que se seguiriam. Mais tarde, com a continuação dos trabalhos de campo e com a obtenção dos primeiros resultados analíticos, outras surpresas se revelariam, as mesmas que também viriam a tornar este trabalho a que me propus verdadeiramente excitante do ponto de vista científico.

Antes de dar a conhecer os principais objectivos traçados para este trabalho, importa talvez contextualizar melhor algumas das problemáticas geológicas do arquipélago de Cabo Verde e, em particular, da Ilha Brava, tal como eram vistas à luz do conhecimento anterior a esta tese.

² O projecto PLINT (“*Plume-lithosphere interaction*”), liderado por J. Mata, foi subsidiado pela FCT (POCTI/CTA/45802/2002). Tendo decorrido entre 2005 e 2008, foi um dos principais suportes financeiros do trabalho que aqui se apresenta.

1.2.1. Principais problemáticas da história geológica de Cabo Verde e da Ilha Brava

1.2.1.1. Os componentes mantélicos expressos em Cabo Verde: a sua composição, origem e local de residência

A evolução dos quimicamente heterogêneos reservatórios mantélicos terrestres reflecte a combinação da acção dinâmica e evolução temporal dos processos físicos e químicos que têm operado na Terra desde a acreção, os quais incluem *i)* a fusão e subsequente segregação dos componentes metálicos e silicatados, resultando na formação do núcleo, manto e proto-crosta; *ii)* a movimentação de fluxos de massa residentes nas zonas profundas do manto sob a forma de plumas termoquímicas enraizadas no manto inferior e *iii)* a génese da crosta terrestre através de processos magmáticos (Collerson et al., 2010). Da operação conjunta desses processos geram-se heterogeneidades químicas que têm estado continuamente a ser produzidas e destruídas ao longo do tempo geológico. O conhecimento que actualmente se tem das suas composições e do seu tempo de sobrevivência foi alcançado com recurso a ferramentas geoquímicas, nomeadamente dados de elementos compatíveis e incompatíveis e dados isotópicos, incluindo os de gases nobres de uso mais recente (e.g., Faure & Hurley, 1963; Gast et al., 1964; Kurz et al., 1982a; van Keken et al., 2002; Hofmann, 2003).

Desde a década de 80 do século passado que as diferenças observadas nas razões isotópicas de Sr, Nd e Pb dos basaltos oceânicos têm sido explicadas por meio da contribuição de um ou mais dos vários componentes mantélicos definidos (e.g., DMM, EM-1, EM-2, HIMU, FOZO, C) (White, 1985; Zindler & Hart, 1986; Hart et al., 1992; Hanan & Graham, 1996; Hofmann, 1997) (Fig. 1.1). Essas diferenças, reflectindo as distintas razões entre isótopos-pai e isótopos-filho (P/F) (e.g., Rb/Sr, Sm/Nd, Lu/Hf, U/Pb e Th/Pb) que caracterizam os diferentes componentes mantélicos, permitem fazer inferências sobre a evolução, ao longo da história da Terra, daquele que é o seu mais volumoso ($\approx 82\%$) reservatório, i.e., o manto.

Em Cabo Verde, o primeiro estudo geoquímico detalhado – elementar e isotópico – realizado à luz destes conceitos foi conduzido por Gerlach et al. (1988). A este, muitos outros se seguiram ao longo dos anos, utilizando as mesmas ou novas ferramentas analíticas, focando os mesmos temas ou enveredando por novas abordagens. Mas ainda assim, continua a haver um forte debate em torno de alguns aspectos particulares da história petrogenética deste arquipélago. A natureza, origem e local de residência dos componentes mantélicos que

composicionalmente definem os materiais ali aflorantes é um exemplo, a sua distribuição espacial à escala do arquipélago outro.

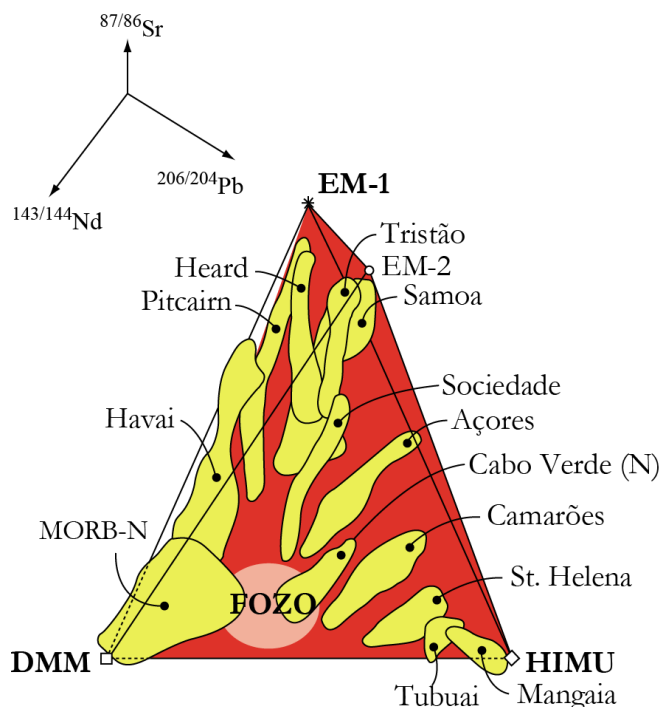


Fig. 1.1 - Projecção tridimensional das composições isotópicas de Sr, Nd e Pb de um vasto número de grupos OIB. Nesta representação observa-se que a maioria dos *trends* tendem a irradiar a partir de uma região comum designada de “FOZO” (*focal zone*). Adaptado de Hart et al. (1992) e Hofmann (2003).

Tem sido mais ou menos consensual interpretar as heterogeneidades elementares e isotópicas (Sr-Nd-Pb) das lavas de Cabo Verde como o resultado da mistura, em diferentes proporções, dos componentes HIMU, EM-1 e DMM, enquanto as razões isotópicas de He requerem a contribuição de um reservatório relativamente não desgaseificado e não radiogénico, o qual é identificado como sendo o manto inferior (Gerlach et al., 1988; Davies et al., 1989; Christensen et al., 2001; Doucelance et al., 2003; Escrig et al., 2005; Holm et al., 2006; Martins et al., 2010; Mourão et al., 2012b). O papel importante do componente HIMU tem, no entanto, sido rejeitado por Barker et al. (2010) que tem considerado em alternativa o papel do componente FOZO.

Este facto contribuiu para a reabertura desta questão, ao mesmo tempo que continua em aberto a questão da origem e local de residência (manto inferior, manto superior, astenosfera, litosfera) bem como o papel de uma presumível pluma mantélica no carrear para os níveis superficiais do manto de componentes residentes a maior profundidade.

Como se verá mais adiante, a Brava consegue abarcar nos seus cerca de 64 km² de área toda a complexidade litológica e geoquímica encontrada no arquipélago, o que veio também por em causa a distribuição espacial até hoje aceite dos componentes no manto subjacente a Cabo Verde.

1.2.1.2. Petrogénese de magmas carbonatíticos

É impensável falar-se em complexidade litológica na Ilha Brava sem tocar na questão dos carbonatitos. É vastamente reconhecido que os processos subjacentes à génese deste tipo de rocha em todo o mundo ainda constituem uma fonte de intensa discussão, senão mesmo um assunto polémico.

Carbonatitos são rochas com mais de 50% por volume de minerais carbonatados, cuja ocorrência tem sido essencialmente descrita em ambiente continental (e.g., Woolley & Kempe, 1989). Em ambiente oceânico são somente conhecidas duas ocorrências, nos arquipélagos de Cabo Verde (e.g., Assunção et al., 1965) e das Canárias (Fúster et al., 1968).

Interessa aqui referir que embora o trabalho de Assunção et al. (1965) seja usualmente considerado como a primeira referência à existência de carbonatitos em Cabo Verde, já em 1932 Bebiano na sua memória sobre a geologia de Cabo Verde referia a existência de “diques calcários” e de “massa calcária de origem vulcânica”.

Se nas Canárias a ocorrência de carbonatitos é conhecida apenas em Fuerteventura (Muñoz et al., 2005; de Ignacio et al., 2006; de Ignacio, 2008), já em Cabo Verde estão descritos em 6 das 10 ilhas (São Vicente, Fogo, Brava, Santiago e Maio; e.g., Hoernle et al., 2002; São Nicolau; Kogarko, 1993). Mais, se a ocorrência de carbonatitos extrusivos é, à escala mundial, mais rara que a dos termos intrusivos (e.g., Woolley & Church, 2005), em Cabo Verde é conhecida a ocorrência dos dois tipos de modos de jazida (e.g., Silva et al., 1981). Estes aspectos conferem a Cabo Verde e, como se verá, à Brava em particular, estatuto de lugar privilegiado para o estudo deste tipo de rochas.

Para além da sua raridade, o que torna os carbonatitos alvo de grande interesse petrológico, geoquímico e económico é o seu carácter excepcionalmente rico em alguns elementos traço, como o Sr, Nd e REE (Bell & Simonetti, 2009). Os magmas desta natureza são, também conhecidos por desempenharem um papel crucial no metassomatismo mantélico, logo também estão estreitamente relacionados com a evolução secular do manto.

Apesar dos debates acesos que quase sempre andam em torno da origem destas rochas, três processos petrogenéticos parecem poder explicar a maioria das ocorrências: *i)* baixos graus de fusão parcial de litologias carbonatadas (e.g., Dalton & Wood, 1993; Wyllie & Lee, 1998; Lee et al., 2000a; Dasgupta et al., 2005; Dasgupta et al., 2006; Foley et al., 2009), *ii)* cristalização fraccionada extrema de magmas silicatados-carbonatados (e.g., Watkinson & Wyllie, 1971; Otto & Wyllie, 1993; Lee & Wyllie, 1994; Church & Jones, 1995) e *iii)* imiscibilidade líquida a partir de líquidos silicatados-carbonatados (e.g., Koster van Groos & Wyllie, 1963; Kjarsgaard & Hamilton, 1988, 1989; Kjarsgaard & Peterson, 1991; Kjarsgaard et al., 1995; Lee & Wyllie, 1997; Lee & Wyllie, 1998a, b; Ray & Shukla, 2004; Panina & Motorina, 2008).

Em Cabo Verde, as rochas carbonatíticas, intrusivas e extrusivas apresentam composição variável, tendo sido amostrados exemplares calcíticos e magnesianos, havendo, no entanto, uma maior incidência dos primeiros. A esmagadora maioria dos trabalhos publicados sobre estas ocorrências (e.g., Assunção et al., 1965; Alves et al., 1971; Silva et al., 1981; Kogarko, 1993) ou a elas também se referindo (e.g., Gerlach et al., 1988; Doucelance et al., 2003) tinham um carácter essencialmente descritivo. Como notável excepção refira-se o trabalho de Hoernle et al. (2002). Estes autores, baseados nas diferenças isotópicas relativamente às rochas silicatadas que se lhe associam temporal e espacialmente, consideraram-nos o resultado de muitos baixos graus de fusão de uma pluma heterogénea carreando para a superfície componentes reciclados. Aos carbonatitos calcíticos atribuíram afinidades HIMU e consideraram-nos o resultado da fusão de eclogitos carbonatados gerados através da reciclagem antiga (1.6 Ga) de crosta oceânica alterada. Aos carbonatitos magnesianos atribuíram afinidades com o envolvimento provável de manto litosférico sub-continental.

Na Brava conhecem-se todas as variantes texturais e composicionais mencionadas, tendo sido Assunção et al. (1965) os primeiros autores a atribuir o termo “carbonatito” às rochas carbonatadas de natureza ígnea ali encontradas. Durante os trabalhos de campo realizados no âmbito desta tese descobriram-se vários novos (≈ 20) afloramentos de carbonatitos extrusivos, os quais foram atribuídos a diferentes eventos eruptivos que tiveram lugar naquela ilha durante as últimas fases de actividade magmática (Mourão et al., 2010a).

Num subcapítulo (6.5.4) dedicado exclusivamente ao estudo dos carbonatitos ocorrentes na Ilha Brava será traçada uma comparação dos mesmos com os seus equivalentes que afloram nas outras ilhas cabo-verdianas. Nessa altura, serão então apresentados vários argumentos que atestam para o carácter único destas rochas a nível do arquipélago. Modelos petrogenéticos serão propostos à luz dos dados analíticos de que se dispõe.

1.2.1.3. Carbonatitos: a origem do carbono

O teor em CO₂ da atmosfera terrestre, crítico para a manutenção de um clima propício à vida na Terra, é em parte controlado pelos fluxos de carbono entre o manto e a exosfera (e.g., Dasgupta & Hirschmann, 2010).

Os carbonatitos, sendo rochas essencialmente carbonatadas de origem mantélica, oferecem uma oportunidade de estudar o “segmento mais profundo” do ciclo do carbono. A origem deste constituinte presente nos carbonatitos em geral, e das ocorrências de Cabo Verde, tem sido amplamente discutida. No caso deste arquipélago, este debate coincidiu, em parte, com o período de realização da presente tese com os modelos propostos envolvendo carbono crostal reciclado e residentes em níveis profundos do manto (Hoernle et al., 2002) ou, alternativamente, carbono primordial provavelmente armazenado na base do manto e transportado para a superfície pela pluma mantélica (Mata et al., 2010b). Nesta tese serão apresentados novos contributos para esta discussão (subcapítulos 6.5.4 e 7.3.5.3).

1.2.1.4. Predomínio de composições fonolíticas na Brava

Como primeiramente referido por Bebian (1932), no contexto do arquipélago cabo-verdiano, a Brava destaca-se pela predominância, em termos de área aflorante, de rochas de composição fonolítica (62.6 km² em 64 km² de área da ilha). Em todas as outras ilhas, a área aflorante de rochas desta natureza corresponde a menos de 5% da área da ilha. A Brava caracteriza-se também pela ausência dos espessos empilhamentos de mantos lávicos “basálticos” tão típicos de algumas das outras ilhas, em particular nas vizinhas ilhas do Fogo e Santiago.

Os fonólitos são comuns em ilhas oceânicas, onde geralmente ocorrem em quantidades subordinadas (apenas alguns % do volume total da massa vulcânica aflorante) relativamente às composições máficas de natureza basanítica com as quais se encontram geográfica e temporalmente associadas (Lacroix, 1927; Legendre et al., 2005).

A origem do magmatismo félsico em ambiente oceânico vem sendo discutida há já largas décadas, tendo sido a cristalização fraccionada apontada como o mecanismo de génese dominante (e.g., Le Roex et al., 1990; Weaver, 1990; Caroff et al., 1993; Thompson et al., 2001; Cousens et al., 2003), conjuntamente ou não com assimilação de material quer das paredes da câmara magmática, quer das condutas utilizadas para chegar à superfície (Davidson & Wilson, 1989; Freundt & Schmincke, 1995; Wolff et al., 2000). Desse processo espera-se

que a produção de lavas e materiais piroclásticos decresça volumetricamente desde os termos máficos até as composições mais evoluídas, uma característica observada em algumas ilhas oceânicas; por exemplo, Tristão da Cunha (basanitos → fonólitos; Le Roex et al., 1990), Fernando de Noronha (basanitos → fonólitos/traquitos; Weaver, 1990), o atol Mururoa (basaltos alcalinos → traquitos; Caroff et al., 1993) e a Madeira (basanitos → traquitos; Mata et al., 1998). No entanto, este processo não explica nem o fenómeno de *Daly gap*³ comumente encontrado em outras séries magmáticas, como nas ilhas Canárias e Polinésias (Bailey, 1987), nem os enormes volumes de rochas fonolíticas, traquíticas e riolíticas que cobrem vastas áreas do *plateau* do Quênia, Ilha Socorro (México) e de Pantelleria (Itália) (Lowenstern & Mahood, 1991; Hay et al., 1995; Bohrsen & Reid, 1997). Para estes, inúmeros trabalhos, experimentais (e.g., Hay et al., 1995; Kaszuba & Wendlandt, 2000) ou com base em associações aflorantes naturais (e.g., Lowenstern & Mahood, 1991; Bohrsen & Reid, 1997), têm demonstrado que vastos volumes de magmas evoluídos ricos em sílica e álcalis podem ser gerados por fusão parcial, a profundidades relativamente baixas, de materiais máficos constituintes das redes de diques e filões intrusivos em profundidade e equivalentes em composição às lavas máficas extruídas à superfície.

Como se verá mais adiante neste trabalho (Capítulo 6), as rochas fonolíticas (*s.l.*) aflorantes na Ilha Brava apresentam características elementares e isotópicas não conformes com esta hipótese. Assim se atesta uma vez mais a extrema complexidade inerente aos processos petrogenéticos envolvidos na génese das rochas que edificam esta ilha.

1.2.1.5. Está uma pluma mantélica de origem profunda na génese do arquipélago de Cabo Verde?

Muito embora o sistema tectónico terrestre seja dominado por processos geológicos que ocorrem nas margens das grandes placas litosféricas, é hoje indiscutível que o interior das mesmas se encontra afectado por várias forças que jogam ao sabor dos movimentos ascendentes de material mantélico.

No auge da revolução da tectónica de placas, J. Tuzo Wilson (1963a, 1965) introduziu o conceito de *hotspot* (em português, “ponto quente”) para explicar o vulcanismo intraplaca (e.g., Havaí) e o vulcanismo anómalo associado às margens de placas construtivas (e.g., Islândia), fenómenos que até então ansiavam por uma explicação simples no contexto daquela teoria

³ O fenómeno de *Daly gap* acontece quando, numa província vulcânica, o volume de termos de composição intermédia não existe ou é bastante inferior aos volumes individuais de termos máficos e félsicos.

global. O modelo dos *hotspots* postula a presença de anomalias térmicas associadas a determinadas zonas do globo terrestre onde se regista uma actividade vulcânica invulgarmente persistente. Todavia, nenhum mecanismo de génese foi então proposto. Somente alguns anos depois, Jason Morgan (1971; 1972) avança com a teoria das plumas mantélicas como uma explicação para os *hotspots*. Nesse modelo, Morgan propõe que os *hotspots* representam a materialização física, à superfície, de plumas térmicas mantélicas, as quais acreditava ascenderem da fronteira manto-núcleo, não fosse essa a descontinuidade térmica mais importante da Terra. As plumas visionadas por Morgan eram essencialmente estruturas verticais, fixas no manto, que carreavam para os níveis superficiais do mesmo calor e material relativamente primitivo. Como não podia deixar de ser, porque é essa a natureza intrínseca do conhecimento científico, este modelo tem sofrido diversas modificações, evoluindo ao longo das últimas décadas, sempre no centro de muita discussão, havendo quem ainda hoje o conteste vivamente (e.g., Foulger, 2010; www.mantleplumes.org/).

A expressão superficial primária das plumas mantélicas consiste no alinhamento de ilhas vulcânicas, de que é arquétipo o caso do arquipélago havaiano e dos montes submarinos Hawaiian-Emperor, sublinhando o movimento da litosfera sobre a pluma (Morgan, 1971). Essa não é claramente a disposição das ilhas de Cabo Verde, o que podendo ser utilizado contra o modelo de pluma mantélica, deve ser compreendido à luz da muito baixa velocidade de deriva da placa africana e do posicionamento do arquipélago junto ao seu pólo de rotação (Pollitz, 1991).

Nesta perspectiva, Cabo Verde é um local de grande interesse no estudo dos efeitos da possível actuação de uma pluma mantélica. O facto de o arquipélago estar construído sobre uma placa de deslocamento lento, logo numa situação praticamente estacionária relativamente à pluma, permite conhecer os efeitos que um tal *upwelling* térmico e/ou composicional tem na litosfera sobrejacente sem que se lhe estejam impostas as complicações que advêm da movimentação da mesma.

Se há várias décadas que estudos de geofísica, petrologia e geoquímica invocam a contribuição de uma pluma mantélica no magmatismo cabo-verdiano, somente nos últimos anos aquele modelo foi testado com o auxílio da tomografia sísmica⁴. Esses trabalhos têm

⁴ O produto final de um estudo tomográfico são imagens da variação de velocidade de propagação de ondas sísmicas na Terra em duas (2D) ou três (3D) dimensões. A partir destas imagens pode-se determinar a extensão dos elementos geológicos e deduzir as variações de temperatura e composição das rochas (Rocha, 2008 e referências incluídas). As anomalias de velocidade obtidas através da tomografia sísmica são geralmente interpretadas em função de temperaturas e comportamento reológico anormais. Uma região “lenta” é associada a uma temperatura mais alta e uma densidade mais baixa, enquanto uma região mais “rápida” é associada a uma

apresentado evidências para a existência de uma pluma mantélica enraizada em zonas profundas do manto, subjacentemente ao arquipélago de Cabo Verde (e.g., Zhao, 2001; Montelli et al., 2004; Zhao, 2004; Davaille et al., 2005; Montelli et al., 2006; Zhao, 2007) (Fig. 1.2).

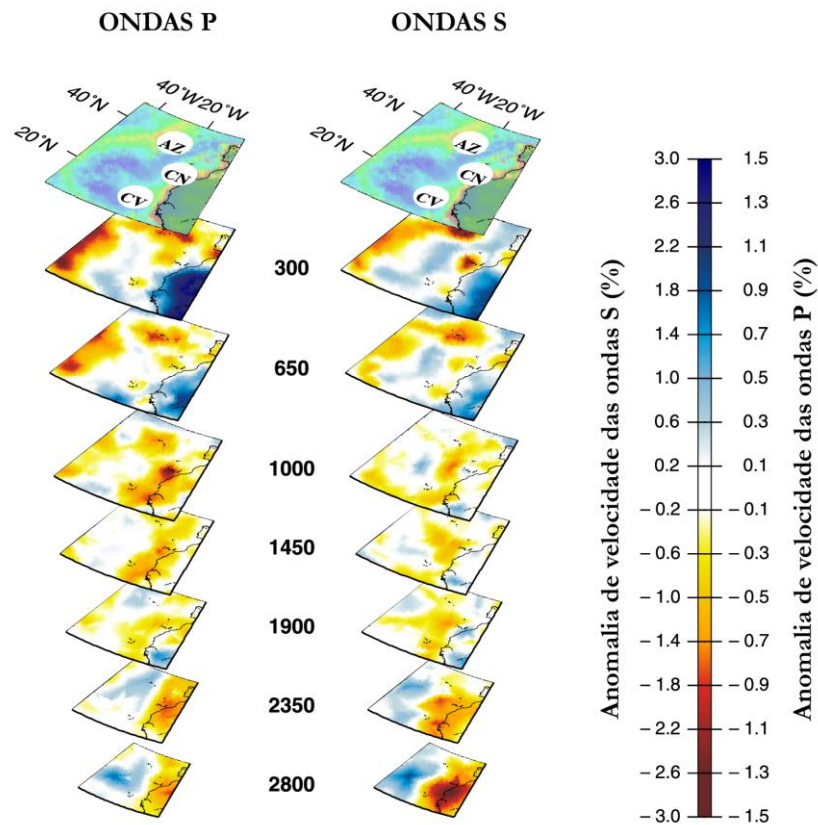


Fig. 1.2 - Visão tridimensional das plumas mantélicas sob os arquipélagos dos Açores (AZ), Canárias (CN) e Cabo Verde (CV) obtida por Montelli et al. (2006) através dos modelos de tomografia sísmica com ondas P (à esquerda) e ondas S (à direita). Os valores de anomalias de velocidade mais baixos (cores mais quentes) indicam que o tempo de percurso (t) da onda sísmica foi maior do que o teoricamente espectável (t_0), logo a sua velocidade média mais baixa, apontando para a presença de material menos denso, mais quente, na região (Lowrie, 2007).

A geoquímica tem contribuído também com argumentos a favor da existência de plumas mantélicas sob os mais importantes *hotspots* do nosso planeta. Putirka (2008a) estimou as temperaturas potenciais (T_p)⁵ para 28 *hotspots* oceânicos, determinadas através do equilíbrio olivina/líquido magmático. Em 96% das localidades estudadas foram obtidas T_p mais elevadas que aquelas que caracterizam as cristas médio-oceânicas (representantes do manto superior), o

temperatura mais baixa e uma densidade mais alta. Em www.iag.usp.br/~agg_1400200/moddata/.../apostila1-sismo_p2.pdf.

⁵ Temperatura potencial (T_p) é a temperatura a que uma porção de manto estaria à superfície terrestre se tivesse ascendido adiabaticamente sem fundir.

que se traduz num excesso de 114 a 290°C (média: $173 \pm 38^\circ\text{C}$). Comparando esses resultados com a temperatura estimada para os MORB (que representa a temperatura ambiente no manto superior), Cabo Verde, em particular, apresenta um excesso de 114°C, corroborando a teoria suportada pelos modelos geofísicos de que o *hotspot* é alimentado por uma pluma mantélica.

Este autor encontrou ainda uma correlação positiva entre as temperaturas mantélicas estimadas para as ilhas oceânicas estudadas e a razão $^3\text{He}/^4\text{He}$. Este comportamento, a seu ver, é consistente com o modelo de manto estratificado, segundo o qual um reservatório com altas razões $^3\text{He}/^4\text{He}$ residente em zonas profundas do manto, mais provavelmente na fronteira manto-núcleo, é amostrado pela pluma.

À altura do início da presente tese (2006), estudos de gases nobres (Christensen et al., 2001; Doucelance et al., 2003) tinham demonstrado a contribuição para as fontes mantélicas de Cabo Verde de um componente que sendo menos radiogénico que o manto superior amostrado pelos MORB era interpretado como indicando a contribuição de um domínio mantélico menos desgaseificado/mais primitivo, i.e., do manto inferior.

No seu conjunto, todos esses dados sugeriam que o magmatismo de Cabo Verde resultava de uma pluma mantélica profundamente enraizada no manto inferior. No entanto, essa conclusão tem sido rebatida por diversos autores com base em argumentos variados:

- ◆ Courtillot et al. (2003) estipularam cinco critérios considerados necessários para a atribuição ao vulcanismo associado aos *hotspots* uma origem por acção de uma pluma mantélica profunda (plumas “primárias”): *i*) alinhamento de ilhas vulcânicas com progressão de idades, *ii*) extrusão de mantos basálticos, *iii*) elevada flutuabilidade dos materiais⁶, *iv*) elevadas razões $^3\text{He}/^4\text{He}$, e *v*) baixa velocidade de propagação das ondas sísmicas (V_s) no manto subjacente⁷. Segundo estes critérios, Cabo Verde não encaixa no conceito de pluma “primária”, uma vez que, de acordo com aqueles autores, apenas cumpre dois deles (elevada taxa de flutuabilidade e altas razões isotópicas de hélio).
- ◆ Trabalhos experimentais demonstraram que o He é mais compatível com as fases residuais mantélicas que o Th e o U, seus precursores radiogénicos (e.g., Brooker et al., 2003; Parman et al., 2005) o que, pelo menos em primeira aproximação, poderia levar à refutação da ideia de que elevadas razões $^3\text{He}/^4\text{He}$ representavam assinaturas primitivas.

⁶ Em inglês, “*buoyancy flux*”; quantifica o fluxo de material mantélico responsável pelos domos topográficos associados a alguns *hotspots* (Courtillot et al., 2003). Estes autores consideram como terceiro critério para uma pluma estar na origem de um *hotspot* valores de fluxo superiores a 10^3 Kg/s .

⁷ Baixas velocidades de propagação das ondas S é indicativo da presença de material menos denso, logo mas quente, proveniente da pluma.

- ◆ O cálculo de T_p assumindo uma fonte mantélica peridotítica, como no caso de Putirka (2008a) pode levar à sobrestimação da temperatura nos casos em que a fonte contenha componentes eclogíticos (Mallik & Dasgupta, 2012).
- ◆ Para Cabo Verde, Helffrich et al. (2010) não detectaram diminuição da espessura da zona de transição teoricamente expectável de esta ser atravessada por uma pluma mantélica. As descontinuidades dos 410 e 660 km correspondem a transições de fase caracterizadas por declives ($\Delta S/\Delta V$) positivo e negativo, respectivamente, o que em caso de perturbação térmica (e.g., por uma pluma) leva à diminuição da espessura da zona de transição (e.g., Hirose, 2002).

A estas questões junte-se a proximidade (≈ 600 km) de Cabo Verde relativamente ao cratão africano, o que levou alguns autores a propor que o magmatismo cabo-verdiano poderia resultar de instabilidades convectivas no manto superior (“*edge-driven convection*”⁸; e.g., King & Ritsema, 2000; King, 2004).

Em suma, a questão da existência, ou não, de uma pluma mantélica sob Cabo Verde não é um assunto completamente encerrado. Para esta discussão será dado um contributo com base nos dados analíticos de índole diversa obtidos no âmbito desta tese e em dados recentes de geofísica, os quais permitiram concluir pela plausibilidade da actuação de uma pluma mantélica enraizada no manto inferior. De facto, os modelos de convecção mantélica desenvolvidos por Forte et al. (2010) revelaram a presença de uma extensa célula ascendente (*upwelling*) activa, sobreaquecida, sob o arquipélago de Cabo Verde que se estende até a fronteira manto-núcleo.

1.3. Apresentação e definição dos principais objectivos do presente trabalho

A presente dissertação incide no estudo petrológico e geoquímico das rochas silicatadas e carbonatíticas que constituem a Ilha Brava (Cabo Verde), tendo em vista o cumprimento de alguns objectivos fundamentais. Estes foram traçados à luz dos resultados recém-alcançados

⁸ “*Edge-driven convection*” consiste numa instabilidade que se observa na fronteira entre uma litosfera espessa e estável (e.g., um cratão arcaico) e uma litosfera delgada (normalmente oceânica) (King, 2004). Embora os cratões sejam geralmente considerados regiões estáveis da litosfera terrestre, variações na espessura desta induzem a contrastes laterais de temperatura e viscosidade nas margens dos cratões que podem ser relativamente acentuados, dando origem a correntes convectivas de pequena escala no manto subjacente a margem cratónica (King & Ritsema, 2000). Estas células convectivas possuem um ramo descendente (“*downwelling*”) que opera sob a margem do cratão, se estendendo até a zona de transição dos 660 km, e um ramo ascendente (“*upwelling*”) que atinge a base da litosfera entre 500 e 1000 km de distância da mesma.

aquando do início desta tese, nomeadamente de isótopos de gases nobres, os quais, num trabalho levado a cabo pelos orientadores desta dissertação, João Mata e Manuel Moreira (e.g., Mata et al., 2006a), permitiram antever o potencial da Brava para o estudo da problemática não só da origem do *hotspot* de Cabo Verde mas também da origem das rochas carbonatíticas e das causas da variabilidade das composições mantélicas. Dado o impacto que a resolução destes problemas teria para a compreensão do magmatismo intraplaca em geral, a Brava foi julgada um bom objectivo de estudo.

Assim, um dos objectivos principais consistiu em melhor constranger a geoquímica da(s) fonte(s) mantélica(s) da Brava, através da análise de isótopos de Sr, Nd, Pb e gases nobres em amostras representativas das diferentes unidades vulcanoestratigráficas da ilha, incluindo carbonatitos. Relativamente aos dados isotópicos de gases nobres, até a data do término desta tese são os únicos que se conhecem publicados para as rochas silicatadas que afloram nesta ilha, enquanto as novas composições obtidas neste sistema isotópico para as rochas carbonatíticas permitiram estender significativamente a base de dados anteriormente existente. Os resultados isotópicos de Sr, Nd e Pb obtidos permitiram também expandir de forma importante o conjunto de dados de que se dispunha, tendo sido a base da primeira grande discussão sobre a geoquímica da(s) fonte(s) mantélica(s) bravenses realizada por Mourão et al. (2012a).

Para a concretização do objectivo acima mencionado foi necessário levar a cabo um estudo abrangente no sentido de avaliar a evolução temporal da geoquímica do magmatismo na Ilha Brava, identificar os componentes mantélicos patentes nos magmas bravenses e compreender a sua origem e local de residência. A integração de toda esta informação, que se encontra exposta e discutida no Capítulo 6, permitiu alcançar um melhor conhecimento das causas da variabilidade isotópica em Cabo Verde. Em particular, a análise dos resultados elementares e isotópicos obtidos para a Unidade Superior vieram confirmar a existência de contribuição litosférica continental para o magmatismo da Brava ajudando, assim, para a melhor compreensão do local de residência dos megálitos continentais que se supõem existir sob o arquipélago. Os resultados de gases nobres permitiram corroborar os modelos que consideram Cabo Verde originado por uma pluma enraizada no manto inferior (Capítulo 7).

Outro objectivo importante deste trabalho passou por compreender a relação entre magmas silicatados e carbonatíticos e desenvolver um modelo de génese para as rochas que constituem os complexos alcalino-carbonatíticos, que tão bem representados estão no Complexo Basal e na Unidade Superior da Ilha Brava. Utilizando como ferramentas dados

isotópicos e elementares, foi possível elaborar um modelo petrogenético para as rochas carbonatíticas que difere dos que têm sido propostos para os carbonatitos de Cabo Verde. Essa discussão é abordada no Capítulo 7. Ainda, tirando proveito do facto de se ter obtido análises isotópicas de todo o conjunto de elementos do grupo dos gases nobres (He, Ne, Ar, Kr e Xe), o papel dos processos secundários na composição dos carbonatitos foi também investigado, culminando com a demonstração de que estas rochas da Brava se caracterizavam primariamente por muito baixas razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ (≈ 0.3) (ver também Mourão et al., 2012b). Este valor, extremamente raro à escala do nosso planeta, foi interpretado como podendo reflectir a contribuição do “*missing Ar reservoir*” para a fonte mantélica dos carbonatitos. A existência deste reservatório, inicialmente proposto por Allègre et al. (1996), tinha vindo a ser desacreditada. Nas palavras de Matthew Jackson, *reviewer* da *Contributions to Mineralogy and Petrology*, revista onde estes dados foram primeiramente publicados, esta descoberta contribuirá para a reabertura da discussão em torno do “*missing Ar reservoir*”.

Outros objectivos acessórios foram estabelecidos de forma a dar a conhecer uma visão mais completa dos mecanismos de génese e evolução das rochas magmáticas da Ilha Brava. Destes, julgou-se interessante tentar compreender quais os principais processos que terão culminado na génese dos litótipos mais evoluídos de cada uma das unidades vulcanoestratigráficas, recorrendo, para além das composições elementares (maiores e traço) e isotópicas (Capítulo 6), à informação transmitida pelas características petrográficas e pelos dados de química mineral (Capítulo 5).

É óbvio que todo este trabalho não seria possível sem o conhecimento sólido do posicionamento vulcanoestratigráfico das principais formações aflorantes na ilha, pelo que para a sua prossecução foi julgado conveniente melhorar o conhecimento cartográfico da ilha. Assim, realizaram-se no âmbito do projecto PLINT duas missões de campo, em 2006 e 2007 (na primeira das quais tive a oportunidade de participar), cujos trabalhos permitiram, partindo dos realizados por Bebianco (1932) e Machado et al. (1967; 1968), refinar a cartografia geológica existente e estabelecer a vulcanoestratigrafia da ilha (detalhadamente descrita no Capítulo 3). Essas observações seriam complementadas por novos dados de geocronologia absoluta, obtidos igualmente no âmbito desta tese (cujos dados encontram-se descritos e discutidos no Capítulo 4) e foram anteriormente publicados por Madeira et al. (2010).

Ainda que não tendo sido estabelecido inicialmente como uns dos objectos a alcançar, é de realçar o facto de este vasto estudo centrado na geoquímica das rochas magmáticas da Ilha Brava, que agora se apresenta, ter resultado na publicação de quatro artigos científicos em

revistas internacionais com cotação no ISI, três dos quais tendo-me a mim como primeira autora. Os mesmos, cuja referência completa se apresenta a seguir, podem ser encontrados no Anexo VII:

- ◆ Mourão, C., Mata, J., Doucelance, R., Madeira, J., Silveira, A.B.d., Silva, L.C., Moreira, M., 2010. Quaternary extrusive calciocarbonatite volcanism on Brava Island (Cape Verde): A nephelinite-carbonatite immiscibility product. *Journal of African Earth Sciences* 56, 59-74.
- ◆ Madeira, J., Mata, J., Mourão, C., Brum da Silveira, A., Martins, S., Ramalho, R., Hoffmann, D.L., 2010. Volcano-stratigraphic and structural evolution of Brava Island (Cape Verde) based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Th and field constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 196, 219-235.
- ◆ Mourão, C., Moreira, M., Mata, J., Raquin, A., Madeira, J., 2012. Primary and secondary processes constraining the noble gas isotopic signatures of carbonatites and silicate rocks from Brava Island: evidence for a lower mantle origin of the Cape Verde plume. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 163, 995-1009.
- ◆ Mourão, C., Mata, J., Doucelance, R., Madeira, J., Millet, M.-A., Moreira, M., 2012. Geochemical temporal evolution of Brava Island magmatism: Constraints on the variability of Cape Verde mantle sources and on carbonatites-silicate magma link. *Chemical Geology* 334, 44-61.

Estes trabalhos, bem como a presente dissertação, assume-se como uma homenagem a todos os investigadores que nos precederam, com particular realce para J. B. Bebiano que, em 1932, publicou uma extensa e excelente memória sobre a geologia do arquipélago. As dificuldades que “agora” enfrentamos no terreno permitem uma ideia das agruras por que terá passado aquele investigador mais de sete décadas antes.

Geologia de Cabo Verde

Fonte da imagem:

<http://mapsof.net/map/cape-verde-1746-map>

2.1. Enquadramento geográfico

O arquipélago de Cabo Verde pertence a um mais vasto conjunto de ilhas atlânticas que, conjuntamente com os arquipélagos dos Açores, Madeira e Canárias, são conhecidas por Macaronésia⁹. Trata-se de uma denominação relativamente recente dada pelo geólogo e botânico inglês Philip Baker Webb (1793-1854) para designar uma região biogeográfica com características muito particulares. Todas as ilhas são vulcânicas e mantêm entre si afinidades biológicas, geológicas e humanas. A sua extensa distribuição geográfica (entre 39°45'N - 31°17'W e 14°49'N - 13°20'W) propicia uma variabilidade climática importante, que por sua vez condiciona todo o desenvolvimento da fauna e flora da região, abundando as espécies endémicas.

As ilhas cabo-verdianas situam-se, portanto, em pleno oceano Atlântico central, a cerca de 600 km a oeste da costa senegalesa e a 2000 km a leste da Crista Média Atlântica, enquadrando-se entre os paralelos 17°12' (Ponta do Sol, Santo Antão) e 14°48' (Ponta de Nhô Martinho, Brava) de latitude norte e os meridianos 22°41' (Ilhéu Baluarte, Boavista) e 25°25' (Ponta Chã de Mangrade, Santo Antão) de longitude oeste (Fig. 2.1).

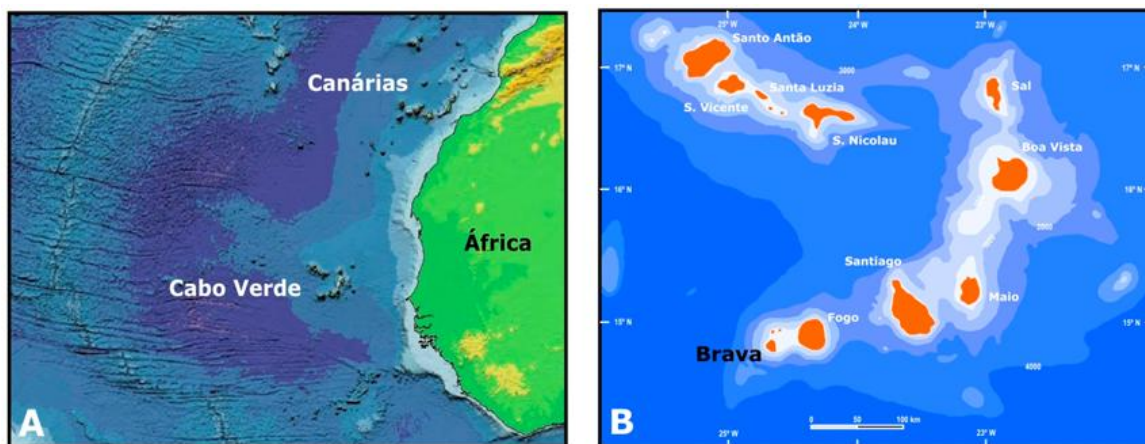


Fig. 2.1 - (A) Localização do arquipélago de Cabo Verde no oceano Atlântico central (imagem retirada de http://www.windows2universe.org/teacher_resources/magnetism/mid_atlantic_ridge_10_inch.jpg). (B) Mapa do arquipélago mostrando as 10 ilhas alguns dos ilhéus que o constituem, com destaque para a área objecto de estudo desta dissertação (Ilha Brava).

⁹ Procedente do grego *μακάρων νήσοι*, ou *Makárōn Nēsoi*, que traduzido para português significa “ilhas afortunadas”.

2. Geologia de Cabo Verde

Ao todo, somam-se dez ilhas e oito ilhéus dispostos em forma de “ferradura” com abertura para oeste, perfazendo uma área emersa total de 4033 km². O arquipélago está dividido em dois grupos de acordo com a sua posição relativa aos ventos dominantes de nordeste. Ao grupo de Barlavento (ou ilhas do Norte) pertencem as ilhas de Santo Antão, São Vicente, Santa Luzia, São Nicolau, Sal e Boavista, e os ilhéus Branco e Raso situados entre as ilhas de Santa Luzia e São Nicolau. Ao grupo Sotavento (ou ilhas do Sul) pertencem as ilhas do Maio, Santiago, Fogo e Brava, e os ilhéus Secos ou do Rombo (Ilhéu Grande, Luís Carneiro, Sapado, de Cima, Baixinha e Barrete, localizados junto à Ilha Brava). A maior ilha do arquipélago é Santiago, com 991 km², enquanto a mais pequena é Santa Luzia, não ultrapassando os 35 km² (Tabela 2.1). A Brava é a menor ilha habitada actualmente, com cerca de 64 km² (Bebiano, 1932; Machado, 1967).

Tabela 2.1 - Quadro-síntese das características fisiográficas das ilhas de Cabo Verde. Fonte: Bebiano (1932).

Grupos/Ilhas	Comprimento máximo (m)	Largura máxima (m)	Altitude máxima (m)	Superfície (km ²)
<i>Ilhas do Norte (ou Barlavento)</i>				
Santo Antão	42.75	23.97	1979	779
São Vicente	24.25	16.25	744	227
Santa Luzia	12.37	5.32	395	35
São Nicolau	44.50	22.00	1304	343
Sal	29.70	11.80	406	216
Boavista	28.90	30.80	390	620
<i>Ilhas do Sul (ou Sotavento)</i>				
Maio	24.10	16.30	436	269
Santiago	54.90	28.80	1392	991
Fogo	26.30	23.90	2829	476
Brava	10.50	9.31	976	64

2.2. Geomorfologia

Tal como em outros arquipélagos de origem vulcânica (e.g., Havai; Decker et al., 1987), em Cabo Verde, a história evolutiva das ilhas conta-se em capítulos: fase de monte submarino¹⁰ (*seamount stage*), fase eruptiva principal (*shield building stage*), fase de rejuvenescimento¹¹

¹⁰ Corresponde, neste contexto, à fase em que um edifício vulcânico se eleva do fundo oceânico sem atingir o nível médio das águas do mar.

¹¹ Fase de rejuvenescimento refere-se à ocorrência de magmatismo depois de um período de quiescência vulcânica durante o qual os processos erosivos foram predominantes.

(*rejuvenated stage*), e fase *guyot*¹² (Ramalho et al., 2010). Cada uma destas fases deixa marcas peculiares na paisagem. Saber compreender a história que assim é narrada é o ponto de partida para o conhecimento da biografia de cada ilha e quiçá do arquipélago como um todo.

2.2.1. Descrição geral: confronto entre forças construtivas e destrutivas

Nas ilhas oceânicas de natureza vulcânica jogam duas forças contrárias, uma construtiva e outra destrutiva. A partir desta dialéctica define-se a geomorfologia de cada ilha, cada qual singular nas suas formas de relevo, sejam elas primárias ou trabalhadas pelo tempo.

Por forças construtivas entenda-se as acções decorrentes da actividade eruptiva responsável pela edificação da ilha; como forças destrutivas imperam os processos erosivos. “Nas fases de maior produtividade magmática, a morfologia das ilhas resulta essencialmente da actividade vulcânica, sendo os efeitos da erosão subordinados, predominando formas construtivas. Assim que o vulcanismo se torna infrequente ou se extingue, as acções erosivas tornam-se predominantes, moldando a morfologia das ilhas com formas erosivas, e levando ao seu arrasamento gradual até formas de baixo-relevo” (Madeira et al., 2008b).

Em Cabo Verde, aqueles dois estágios estão bem patentes, definindo inclusive dois grupos contrastantes de ilhas. Se, por um lado, algumas destas evidenciam declives suaves, extensas áreas aplanadas frequentemente cobertas por vastos terraços marinhos, outras há onde o relevo é pronunciado, a erosão dominante e as zonas aplanadas praticamente inexistentes (Mitchell-Thome, 1976). Estas ilhas, embora se encontrem profundamente retalhadas em algumas zonas, preservam ainda, grosso modo, a formas dos edifícios originais (Ramalho et al., 2010). No primeiro cenário encaixam as ilhas do Sal, Boavista, Maio e Santa Luzia; no segundo as ilhas de Santo Antão, São Nicolau, Santiago, Fogo e Brava (Fig. 2.2). As altitudes mais elevadas são encontradas nas ilhas do Fogo (2 829 m) e Santo Antão (1 979 m), enquanto as ilhas mais aplanadas - Boavista, Santa Luzia e Sal - apresentam altitudes que não vão além dos 500 m (Tabela 2.1).

¹² *Guyot* é um monte submarino de topo aplanado e origem vulcânica que se ergue da planície abissal. Os *guyots* têm evidências de terem estado acima do nível do mar. Sofrem subsidência gradual, passando pelos estágios de ilha com recife de barreira e ilha de recife anelar (atol), até se transformar num monte de topo achatado totalmente submerso que pode residir a profundidades consideráveis.



Fig. 2.2 - Exemplos que traduzem o contraste geomorfológico que existe entre as ilhas de Cabo Verde. Algumas são caracterizadas por relevos acentuados: (A) Ilha Brava (imagem cedida por J. Mata) e (D) Ilha de Santo Antão (imagem retirada de www.ecaboverde.com); outras, tendo já sido completamente arrasadas pela erosão, apresentam uma topografia aplanada: (B) Ilha do Maio (imagem cedida por J. Mata) e (C) Ilha do Sal (imagem retirada de www.photoglobe.info/caboverde_sal).

O clima de Cabo Verde está fortemente condicionado pela sua localização no Atlântico oriental, junto ao Sahel¹³, uma zona de circulação dos ventos alísios¹⁴. Como tal, caracteriza-se por ser subtropical árido, com uma longa estação seca intercalada por apenas um período de três meses húmidos, normalmente de Agosto a Outubro. As chuvas são irregulares e escassas, distribuindo-se pelas ilhas de forma heterogénea, o que dá origem a uma paisagem mais árida nas ilhas do Sal, Boavista e Maio, por estarem mais expostas aos ventos quentes do Sahara; nas ilhas mais ocidentais e acidentadas o clima é variado e quase sempre mais pluvioso (em www.portugalcaboverde.com). Mesmo assim, a precipitação média anual registada é de 225 mm¹⁵, com tendência a baixar desde a década de 60 do século passado, reflectindo-se negativamente nas condições de exploração agrícola e no abastecimento de água.

¹³ Sahel é uma região de África situada entre o deserto do Sahara e as terras mais férteis a sul, formando um corredor, quase ininterrupto do Atlântico ao Mar Vermelho, com uma largura que oscila entre 500 e 700 km. Em <http://pt.wikipedia.org/wiki/Sahel>.

¹⁴ Os Ventos Alísios são ventos que ocorrem durante todo o ano nas regiões tropicais. São o resultado da ascensão de massas de ar que convergem de zonas de alta pressão (anticiclónicas), nos trópicos, para zonas de baixa pressão (cyclónicas) no Equador, formando um ciclo. São ventos húmidos, provocando chuvas nos locais onde convergem. No hemisfério sul os alísios sopram de Sudeste para Noroeste, enquanto no hemisfério norte sopram de Nordeste para Sudoeste. A região de encontro dos alísios vindos dos dois hemisférios é chamada Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). Em <http://pt.wikipedia.org/wiki/Al%C3%ADsio>.

¹⁵ Informação facultada no *site* do Sistema de Informação Ambiental de Cabo Verde (SIA, www.sia.cv).

Este tipo de clima, associado ainda à ausência de vales ou bacias de drenagem dimensionalmente significativas, leva a predominância de regimes hidrológicos do tipo efémero¹⁶, conhecendo-se somente dois pequenos cursos de água permanentes no sector NE de Santo Antão (Mitchell-Thomé, 1976). Note-se que cerca de 87% da água de precipitação se perde através de evaporação (67%) e de escoamento superficial (20%) e somente 13% se infiltra recarregando os aquíferos.

Mitchell-Thomé (1976) salienta o papel da água na modelação das formas de relevo. Nas ilhas onde o relevo é acentuado, a secção de montante das ribeiras consiste tendencialmente em vales encaixados, culminando esporadicamente em quedas d'água, enquanto a jusante tendem a apresentar drenagens anastomosadas, com vales amplos, pouco encaixados e com elevada carga sólida. Não se conhece em todo o arquipélago lagos ou reservatórios naturais de água superficiais (Mitchell-Thomé, 1976).

2.2.2. A paisagem vulcânica de Cabo Verde

Como ilhas vulcânicas que são, as estruturas remanescentes de actividade eruptiva em Cabo Verde são omnipresentes. A paisagem vulcânica com que se depara neste arquipélago é deveras diversificada, estando o conjunto de formas produzidas intrinsecamente dependente de factores como o tipo de actividade extrusiva, a sua dinâmica e a actuação dos agentes externos (Nunes, 2002).

Desde logo, a palavra “vulcanismo” no contexto de Cabo Verde faz despertar na memória a erupção de 1995 na Ilha do Fogo. Quanto mais não seja por ter sido o mais recente evento do género registado no arquipélago. Faz, pois, todo o sentido que a abordagem às principais estruturas vulcânicas que povoam as ilhas cabo-verdianas tenha início aqui.

A Ilha do Fogo tem sido palco de inúmeras erupções ao longo dos últimos séculos. Ainda que o registo documental dessa actividade seja incompleto e impreciso, as referências provenientes de diários de bordo de navios remontam ao ano de 1500. Algumas erupções históricas estão identificadas, tendo sido reconhecidos episódios vulcânicos ocorridos desde a segunda metade do século XVII até a primeira metade do século XIX (Torres et al., 1997a). Durante a erupção vulcânica de 1995, duas fases eruptivas distintas foram observadas: uma

¹⁶ Ribeiras que apresentam fluxo de água superficial somente durante as precipitações ou poucas horas após sua ocorrência (Maltchik, 1999).

primeira do tipo havaiano e a segunda do tipo estromboliano (Torres et al., 1997b; Wallenstein et al., 1997).

As principais características morfo-estruturais do Fogo, para além dos óbvios depósitos piroclásticos e empilhamentos de escoadas lávicas, são os seus flancos escarpados e uma enorme cicatriz lateral resultante do colapso da vertente norte da ilha (Fonseca et al., 2003; Madeira et al., 2008b). No topo deste estratovulcão abre-se uma enorme depressão formada pela coalescência de duas caldeiras de colapso, no interior da qual reside o Pico do Fogo (2829 m), nada mais do que o ponto mais alto do arquipélago, elevando-se cerca de 6 km acima do fundo oceânico. A Bordeira, nome local pelo qual é conhecida a parede interior desta depressão parcialmente colapsada no sector leste, ascende até aos 1000 m acima da base da caldeira (Fig. 2.3).

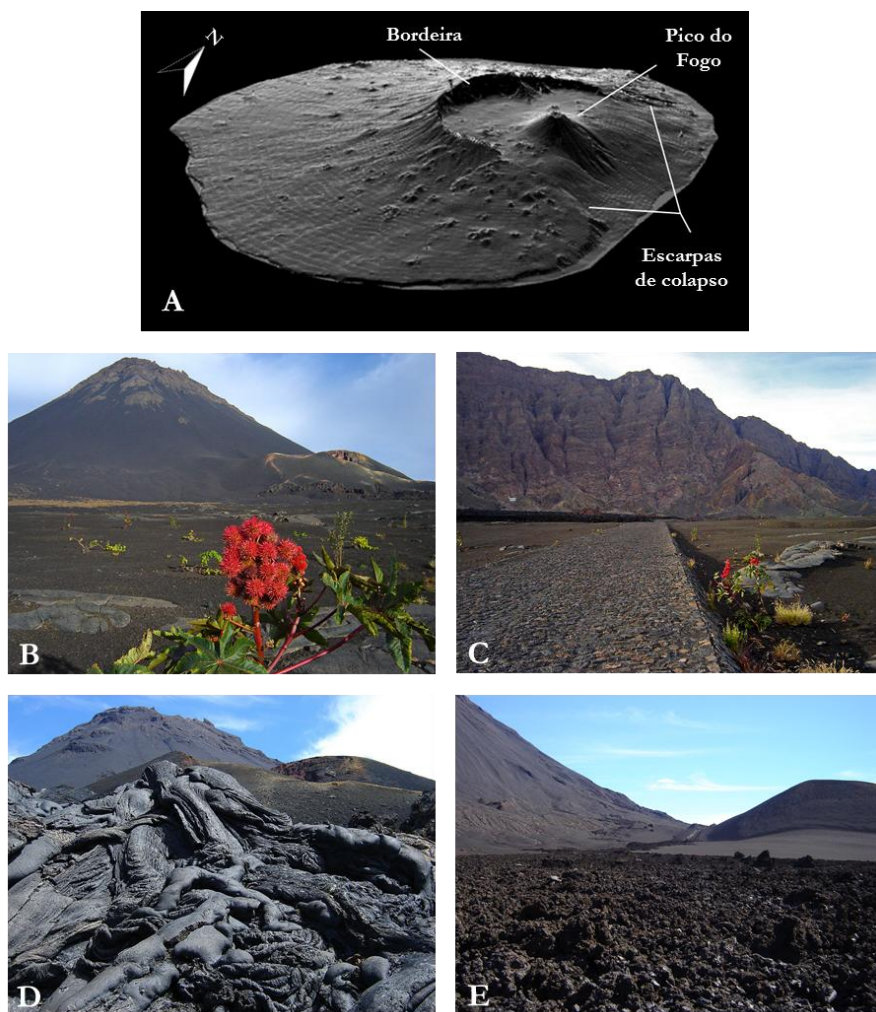


Fig. 2.3 - Aspectos geomorfológicos e vulcanológicos da Ilha do Fogo. (A) Modelo digital de terreno com destaque para a Bordeira, Pico do Fogo e escarpas de colapso (Madeira et al., 2008b). As fotografias (B) a (E) pretendem mostrar o aspecto daquelas estruturas no terreno. (D e E) Aspecto das lavas encordoadas e do tipo aa, respectivamente, emitidas durante a erupção de 1995.

Contribuindo para a enorme diversidade de estilos eruptivos que marcaram a evolução do arquipélago de Cabo Verde estão os depósitos magmáticos e freatomagmáticos que se encontram principalmente nas ilhas de Santo Antão e Brava. Da actividade magmática explosiva, tipicamente pliniana a sub-pliniana, resultaram espessos depósitos piroclásticos de queda pumíticos de natureza fonolítica que compõem, por exemplo, os depósitos de Cão Grande, em Santo Antão (Mortensen et al., 2009), e do sector sul da cratera do Campo Baixo, na Brava (Madeira et al., 2010). A interacção do magma com a água produziu abundantes depósitos freatomagmáticos na Brava, os quais incluem depósitos piroclásticos de queda e de fluxo com a mesma composição félsica, como de resto será abordado no capítulo seguinte. Já a actividade efusiva fonolítica ficou marcada pelos inúmeros domas lávicos e *coulées* que povoam particularmente a Ilha Brava mas que podem também ser vistos nas ilhas de Santo Antão e Santiago (Serralheiro, 1976; Mortensen et al., 2009; Madeira et al., 2010; este trabalho).

Para além das formas construtivas anteriormente referidas, o vulcanismo é também responsável pelo aparecimento de formas destrutivas, de relevo negativo, que se geram quer devido a explosões quer a colapsos. Os exemplos mais proeminentes são as crateras que pontilham a paisagem de algumas ilhas, nomeadamente no Fogo (e.g., Chã das Caldeiras), Santo Antão (e.g., Cova), Sal (e.g., Pedra Lume) (Fig. 2.4) e, como não podia deixar de ser, na Brava (e.g., Campo Baixo, Lima Doce e Cova Joana; ver Capítulo 3).



Fig. 2.4 - Aspectos das crateras de Pedra Lume (A) e Cova (B) ocorrem nas ilhas do Sal e Santo Antão, respectivamente. Imagens retiradas de http://mashpedia.com/Pedra_de_Lume e <http://flickrriver.com/photos/touristdk/popular-interesting/>.

2.2.3. Movimentos verticais de levantamento e subsidência em Cabo Verde

Outros processos, para além dos erosivos, contribuem para modelar as ilhas oceânicas durante o seu ciclo de vida, desde a fase de monte submarino até ao seu desaparecimento. Entre eles merecem referência os movimentos verticais de levantamento e subsidência.

Uma característica notável do arquipélago de Cabo Verde é a relativa abundância, na estratigrafia das ilhas, de paleo-marcadores do nível do mar passíveis de serem datados. A Brava não é excepção: a presença de afloramentos de materiais exclusivamente submarinos e depósitos de praia a 400 m e 100 m de altitude, respectivamente, acima do nível médio das águas do mar é testemunho dos importantes movimentos de levantamento que a ilha tem sofrido ao longo da sua existência (Madeira et al., 2010).

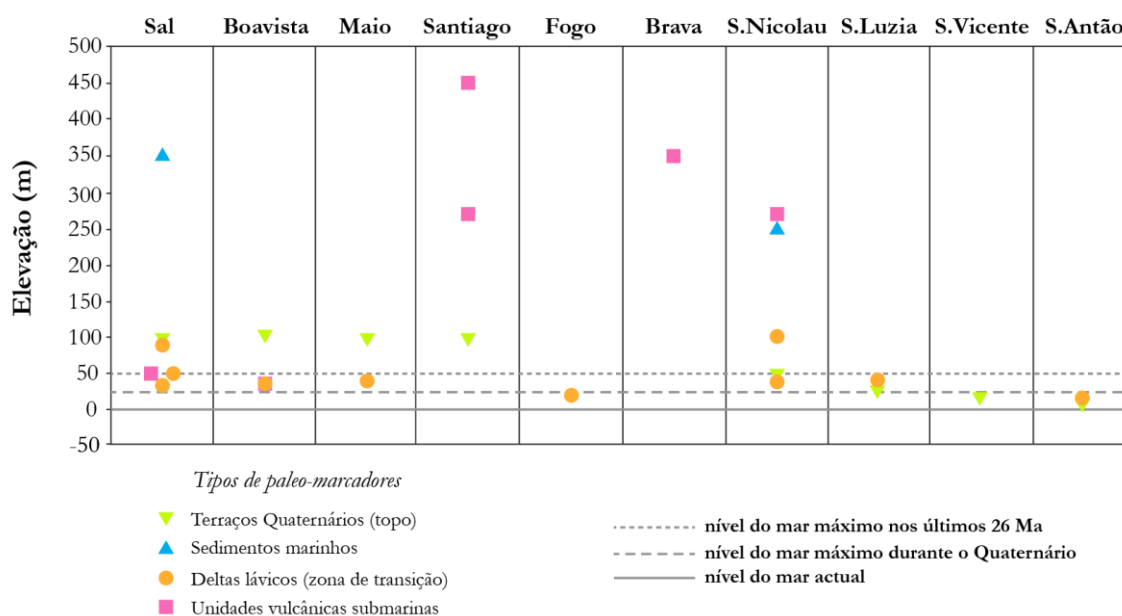


Fig. 2.5 - Posições relativas ao nível do mar actual dos diferentes tipos de paleo-marcadores de movimentação vertical. A altura máxima do nível do mar atingida no Quaternário (0 - 1.8 Ma) e nos últimos 26 Ma está representada para efeitos comparativos (Miller et al., 2005). Somente o Sal, Santiago, Brava e São Nicolau apresentam deslocamentos verticais significativos (> 200 m). Adaptado de Ramalho et al. (2010).

Ramalho et al. (2010) procederam, para as ilhas do arquipélago, à estimativa de tais movimentos através da comparação dos valores de oscilação da curva eustática¹⁷ de Miller et al. (2005) com a altitude e idade de tais marcadores. Posto isto, duas situações extremas são visíveis no conjunto insular cabo-verdiano: i) algumas ilhas praticamente não mostram

¹⁷ Curvas que traduzem as oscilações do nível do mar, a nível global, ao longo do tempo. As variações eustáticas podem ser estimadas com recurso a medições por satélite, marégrafos, marcadores no litoral, recifes e atóis, isótopos de oxigénio ($\delta^{18}\text{O}$) e pelo registo das inundações ocorridas nos cratões e margens continentais (Miller et al., 2005).

evidências da ocorrência de levantamento significativo, como é o caso de Santa Luzia, São Vicente e Santo Antão; *ii*) noutras, por seu lado, os sinais de movimentação vertical positiva são indiscutíveis. Senão veja-se a Fig. 2.5: em Santiago, São Nicolau e Brava os deslocamentos inferidos atingem os 450 m, 280 m e 350 m, respectivamente.

Importa ainda salientar a presença de afloramentos de basaltos toleíticos da crista média oceânica (MORB) - que é o mesmo que dizer fragmentos do fundo oceânico - nas ilhas de Santiago (Gerlach et al., 1988) e Maio (de Paepe et al., 1974; Stillman et al., 1982), naquilo que é provavelmente a maior prova da movimentação vertical assistida pelo arquipélago de Cabo Verde.

2.3. Enquadramento geotectónico

Desde o advento da teoria dos *hotspots* (Wilson, 1963b) que as ilhas que integram o arquipélago de Cabo Verde têm sido interpretadas como um *hotspot*, que são a materialização superficial da acção de uma pluma mantélica profunda, sendo este provavelmente o modelo ao qual mais atenção tem sido devotada nos últimos anos. No entanto, ao contrário do exemplo mediático do arquipélago do Havai, onde as ilhas sucessivamente formadas vão definindo um “rasto” à medida que a placa do Pacífico se desloca sobre a pluma, em Cabo Verde a distribuição espaço-temporal das ilhas é complexa e não constitui uma evidência imediata daquele fenómeno geológico.

Desde os primeiros estudos desenvolvidos no arquipélago que a explicação para a actual distribuição geográfica das ilhas se tem centrado em constrangimentos estruturais. De facto, foi Bebianco (1932) o primeiro autor a esboçar um modelo tectónico regional, onde assinalou a existência de duas fracturas principais. Uma delas, de orientação WNW-ESSE, seria coincidente com o alinhamento de ilhas do Norte (Santo Antão - São Vicente - São Nicolau - Boavista); a outra, mais a leste e com orientação aproximadamente N-S, coincidiria com o alinhamento definido pelas ilhas do Maio, Boavista e Sal. Ambas as fracturas são concordantes com os principais alinhamentos encontrados no sector ocidental do continente africano.

Várias zonas de fractura, correspondentes a “cicatrizes” de falhas transformantes, existem nas imediações de Cabo Verde. Talvez a mais expressiva seja a “*Blake Spur Fracture Zone*”, que passa a sul do alinhamento definido pelas ilhas de Santo Antão, São Vicente e São Nicolau,

entre as ilhas da Boavista e do Maio e se prolonga até ao continente africano onde acaba por desaparecer na zona do Cabo Verde, no Senegal (Courtney & White, 1986).

Através da cartografia das lineações magnéticas¹⁸ impressas na crosta oceânica atlântica e da análise de perfis de reflexão sísmica, Williams et al. (1990) cartografaram nesta região treze zonas de fracturas com orientação preferencial WNW-ESE, cinco das quais posicionadas muito próximo de algumas ilhas cabo-verdianas. A continuidade dessas estruturas ao longo de toda a área circundante atesta não só que estas ilhas repousam sobre crosta oceânica como também confirma que as características magnéticas e estruturais originais da mesma perduram, não tendo sido obliteradas pelos eventos subsequentes de reaquecimento, levantamento e vulcanismo inerentes à formação do arquipélago.

Projectando toda a informação estrutural publicada até então num mapa batimétrico de pormenor da área de Cabo Verde, Torres (1998) traçou vários alinhamentos que poderão ter condicionado a distribuição das ilhas do arquipélago (Fig. 2.6). Acredita-se que a primeira fractura a ser implantada teria uma orientação aproximada N-S, correspondendo aos alinhamentos hoje descontínuos 1a, 1b e 1c. O alinhamento 5 materializado pela orientação preferencial da rede filoniana medida nas ilhas de Santo Antão e São Vicente sugere um campo de tensões com a compressão máxima de orientação ENE-WSW. Este campo de tensões poderá ter desencadeado a movimentação sinistrógira de um bloco limitado por duas zonas de fractura, representadas na figura pelos algarismos 3 e 4, sendo a primeira correspondente à *“Blake Spur Fracture Zone”*. Uma das consequências directas desta movimentação foi o deslocamento do troço 1b. As estruturas vulcânicas recentes da Ilha do Sal distribuem-se segundo uma orientação dominante NNW-SSE (alinhamento 2).

Trabalhos mais recentes desenvolvidos por Scheidegger (2002) no âmbito da geomorfologia e tectónica da Macaronésia vêm corroborar as observações de Torres (1998) no que diz respeito à importância dos alinhamentos tectónicos na definição de algumas das características morfo-estruturais das ilhas do arquipélago. Concretamente, este autor identificou não só fracturas mas também vales de ribeira e elevações alongadas com direcções preferenciais NNW-SSE e ENE-WSW nas ilhas que estudou (Santo Antão, São Vicente, Sal, Maio, Santiago e Fogo), chamando a atenção para o facto destas direcções se aproximarem bastante das definidas pela crista média atlântica e alinhamentos na zona envolvente. Como

¹⁸ Padrão em bandas que reflecte diferentes orientações magnéticas das rochas do fundo oceânico, as quais estão relacionadas com inversões do campo magnético da Terra.

tal, a conclusão a que chegou é que todos aqueles aspectos reflectem a existência e importância de um campo de tensões neotectónico.

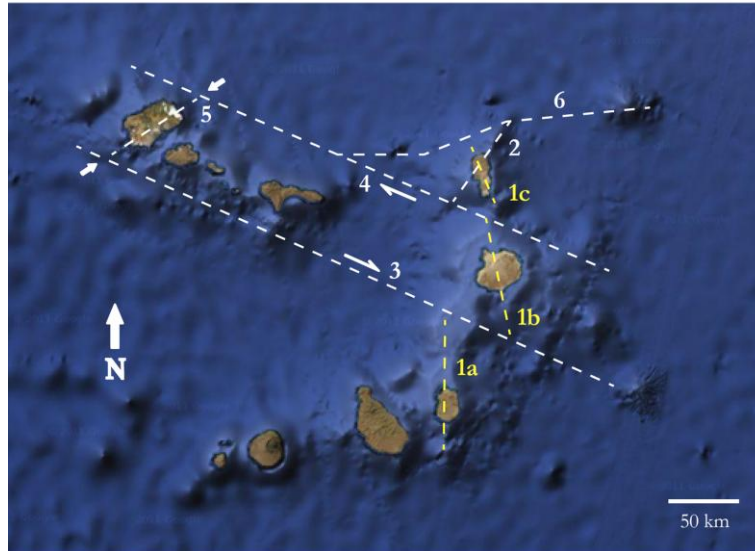


Fig. 2.6 - Principais alinhamentos de arquipélago de Cabo Verde: 1a, 1b, 1c - Troços da fractura N-S ao longo da qual se geram as ilhas do leste; 2 - Alinhamento do vulcanismo mais recente do Sal; 3 - “Blake Spur Fracture Zone”; 4 - Fractura entre Sal e Boavista; 5 - Orientação geral dos filões de Santo Antão e São Vicente; 6 - Fractura a norte do Sal. Adaptado de Torres et al. (1998).

Não obstante todas as evidências, continua por apurar se esta rede de fracturas desempenhou algum papel na distribuição actual das ilhas de Cabo Verde. As opiniões divergem; alguns autores defendem que sim (e.g., Bebian, 1932; Torres, 1998; Mata et al., 1999), outros não encontram provas definitivas de que o vulcanismo tenha estado centrado ao longo das falhas transformantes (e.g., Williams et al., 1990).

2.4. Constrangimentos geofísicos e geodinâmicos

Praticamente em todo o mundo, as bacias oceânicas albergam áreas levantadas do fundo submarino que chegam a atingir mais de 2 km de altura relativamente a crosta oceânica adjacente, sobre as quais repousam edifícios vulcânicos activos ou extintos (Crough, 1983). A estas elevações dá-se muitas vezes o nome de “oceanic plateaus” ou “oceanic swells” (e.g., Sandwell & Mackenzie, 1989), sendo usualmente referidas em português como “domas topográficos”.

As ilhas de Cabo Verde assentam sobre a maior estrutura daquele tipo que se conhece, o *Cape Verde Rise* (Fig. 2.7). Com uma orientação aproximada E-W, este doma topográfico eleva-

se cerca de 2.2 km acima da profundidade esperada para uma crosta oceânica de idade mesozóica e atinge uma extensão máxima de 1400-1600 km (McNutt, 1988; Lodge & Helffrich, 2006).

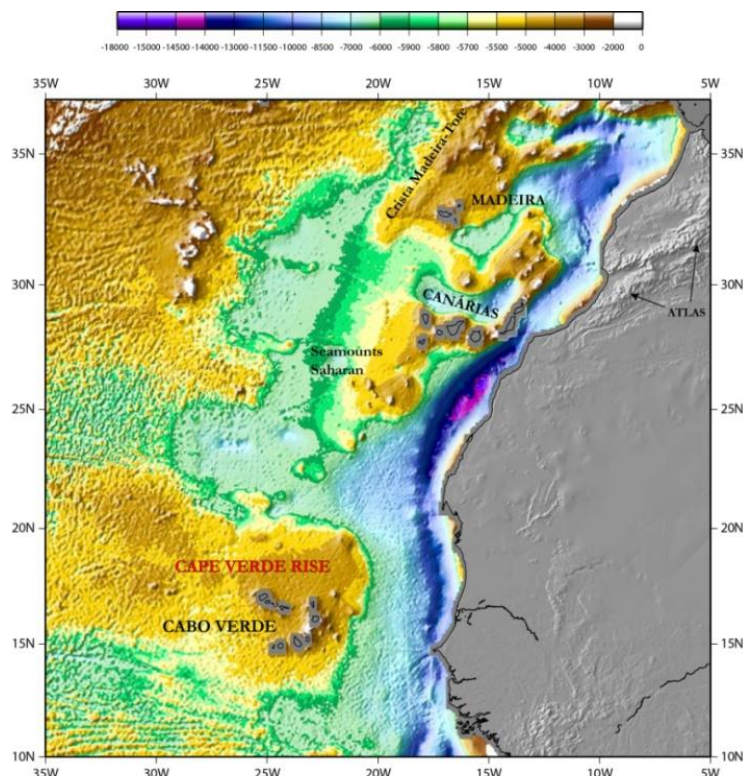


Fig. 2.7 - Localização do *Cape Verde Rise* num mapa batimétrico do Atlântico central. Também em destaque estão os arquipélagos de Cabo Verde, Canárias e Madeira. Adaptado de Patriat & Labails (2006).

Note-se que, apesar da sua proximidade ao continente africano, Cabo Verde repousa indiscutivelmente sobre crosta oceânica. Este facto é confirmado pela presença de anomalias magnéticas ao longo da região envolvente às ilhas em questão, estando a Zona de Quietude Magnética Jurássica¹⁹ posicionada a leste, ou seja, entre o arquipélago e o continente (Fig. 2.8; Hayes & Rabinowitz, 1975; Williams et al., 1990; Bird et al., 2007).

As mesmas lineações magnéticas, mais precisamente as da série M que vão desde M0, em Santo Antão, até M16, na Boavista, permitem inferir uma idade entre 120 e 142 Ma para a litosfera oceânica subjacente (Hayes & Rabinowitz, 1975; Williams et al., 1990; Hayes & Rabinowitz, 1975; Fig. 2.9).

¹⁹ As zonas de quietude magnética são zonas oceânicas caracterizadas pela ausência de anomalias magnéticas, quer porque não houve inversão do campo magnético terrestre durante a formação desse sector de crosta quer porque a magnetização original foi destruída por eventos térmicos posteriores.

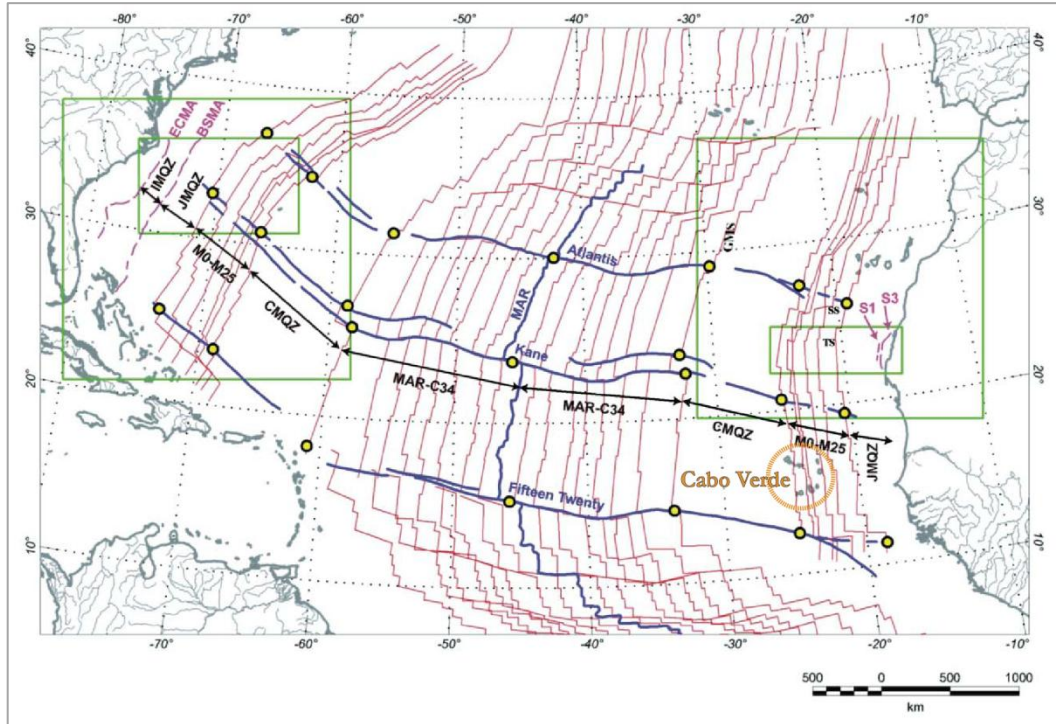


Fig. 2.8 - Zonas de fractura (a azul) e isócronas geomagnéticas (a vermelho) no Oceano Atlântico Central. Os dados paleomagnéticos podem ser agrupados definindo cinco províncias magnéticas principais: *Cenozoic Chron C34* (Supercron do Cretácico) a MAR (*Mid-Atlantic Ridge*; crista média atlântica), CMQZ (*Cretaceous Magnetic Quiet Zone*; Zona de Quietude Magnética Cretácica), *Mesozoic Chrons* (M0 a M25; Série M), JMQZ (*Jurassic Magnetic Quiet Zone*; Zona de Quietude Magnética Jurássica, que engloba as anomalias M26 a M41), e IMQZ (*Inner Magnetic Quiet Zone*; Zona de Quietude Magnética Interna: zona de anomalias de baixa amplitude entre *East Coast Magnetic Anomaly* - ECMA - e *Blake Spur Magnetic Anomaly* - BSMA). Imagem retirada de Bird et al. (2007).

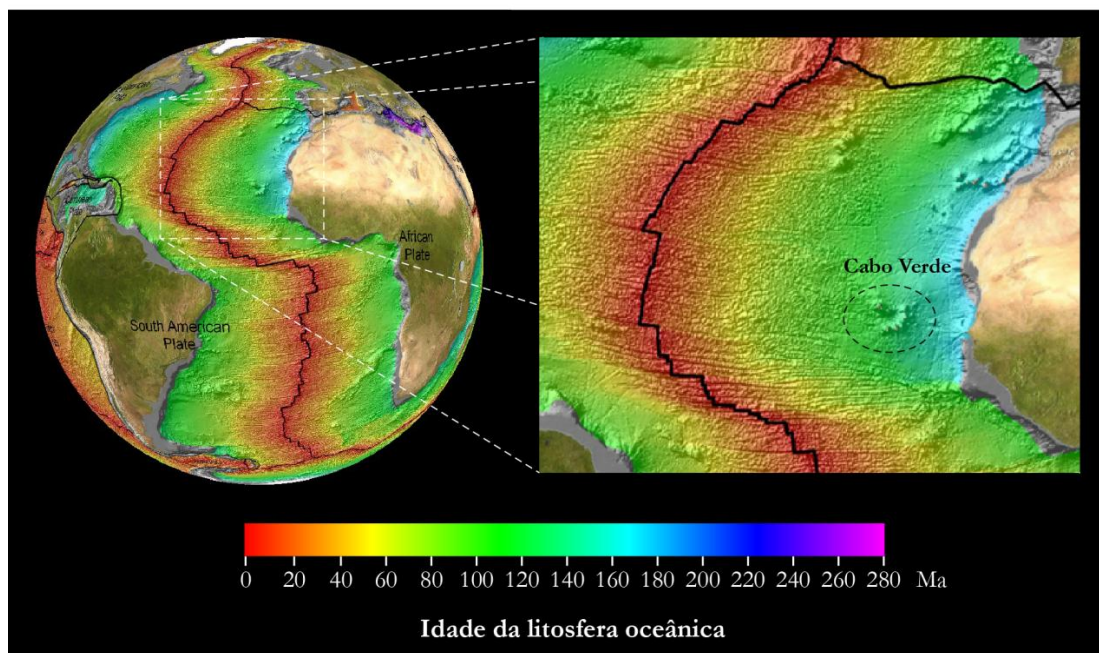


Fig. 2.9 - Idade da litosfera oceânica no Atlântico central (à esquerda), com destaque para a região envolvente ao arquipélago de Cabo Verde (à direita). Imagens retiradas de <http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/mggd.html>.

Uma característica em particular faz das ilhas cabo-verdianas e do doma topográfico onde assentam um local por excelência no estudo das interações entre a pluma e a litosfera subjacente: o *hotspot* de Cabo Verde é virtualmente estacionário em relação à litosfera, por um lado porque a placa africana tem uma velocidade de deslocação muito lenta, por outro porque o arquipélago posiciona-se junto ao pólo de rotação da mesma (Pollitz, 1991).

A análise dos últimos 80 Ma da história cinemática relativa e absoluta das placas africana e sul-americana permitiu a Silver et al. (1998) constatar uma desaceleração na velocidade de deslocação da primeira sensivelmente aos 30 Ma, tendo passado de 25 para 10 mm/a. Estes autores apontam a colisão da placa africana com a placa eurasiática aos 38 Ma como a causa daquele abrandamento. Este evento teve um efeito directo em toda a região, com a aceleração da movimentação da placa sul-americana para oeste e consequente aumento da actividade orogénica no seu bordo ocidental, e um despontar do vulcanismo intraplaca tanto no sector continental como no sector oceânico da placa africana, aos 20-30 Ma (O'Connor et al., 1999).

Numa compilação de dados referentes a cinemática da placa africana apresentada por Holm et al. (2008), confirma-se o abrandamento na sua velocidade de deslocação desde os últimos 6 Ma a esta parte, actualmente rondando os 9 mm/a para NE (Pollitz, 1991; Müller et al., 1997).

Pelo menos desde a década de 1970 que o *Cape Verde Rise* tem recebido a atenção da comunidade científica. A partir de então, muitos estudos de índole geofísica foram desenvolvidos, centrados principalmente nas características topográficas, térmicas, gravimétricas e de geóide²⁰ que lhe estão associadas (e.g., Crough, 1978; Crough, 1982; Crough, 1983; Cazenave et al., 1987; McNutt, 1988; Sandwell & Mackenzie, 1989; Monnereau & Cazenave, 1990; Marks & Sandwell, 1991; Watts, 1994; Grevemeyer, 1999; Lodge & Helffrich, 2006; Harris & McNutt, 2007).

A compreensão global da génese dos domas topográficos oceânicos é ainda hoje limitada, continuando a ser alvo de acesa discussão entre os que acreditam estarem intimamente relacionados com a acção de plumas mantélicas (e.g., Crough, 1983; Sleep, 1990) e os que rejeitam tal hipótese (e.g., King & Anderson, 1998; Foulger, 2002). Os métodos geofísicos constituem, sem margem de dúvida, ferramentas indispensáveis para a investigação destas estruturas, tendo revelado anomalias que dão uma pista sólida para o que se passa nas regiões

²⁰ O geóide é um modelo físico do campo de gravidade da Terra. Definido como a superfície de energia potencial gravitacional constante, coincide com o nível médio do mar (Li & Gotze, 2001).

litosféricas e sublitosféricas subjacentes às mesmas. Alguns dos resultados mais pertinentes neste domínio encontram-se sintetizados nos parágrafos que se seguem.

2.4.1. Anomalias do geóide e profundidade de compensação

A definição do geóide na região do *Cape Verde Rise* foi conseguida com recurso a medições altimétricas via satélite (Rapp, 1979, 1983) e revelou uma elevação principal centrada aos 16°N-25°W e um outro “empolamento” secundário aos 20°N-30°W. As anomalias do geóide²¹ determinadas nesses dois locais são, respectivamente, 8 e 5 m (Fig. 2.10) (Crough, 1982).

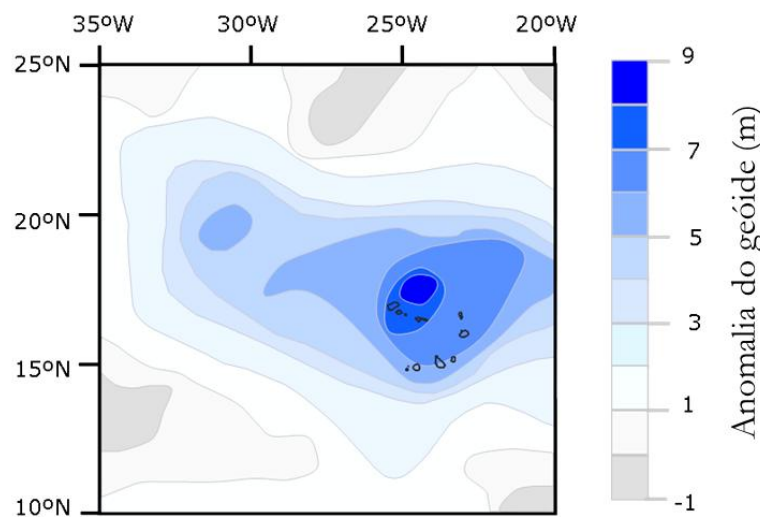


Fig. 2.10 - Anomalia do geóide (em metros) associada ao *Cape Verde Rise* (adaptado de Crough, 1982).

A profundidade de compensação dos domos topográficos pode ser estimada a partir da relação linear normalmente observada entre as anomalias do geóide e as anomalias topográficas (N/h ; Haxby & Turcotte, 1978)²². Estruturas com razões N/h superiores a 6 m/km são compensadas abaixo da litosfera, sendo interpretadas como suportadas dinamicamente pela ascensão de material mantélico; razões intermédias entre 2 e 6 m/km reflectem profundidades médias de compensação na ordem dos 50-80 km, intervalo esse em

²¹ Materiais litosféricos/astenosféricos com densidades baixas são responsáveis por levantamentos isostáticos. A anomalia do geóide consiste na diferença entre a anomalia positiva provocada pelo excesso topográfico e a anomalia negativa resultante da deficiência de densidade em profundidade (Sleep, 1990).

²² Numa projecção da altura geoidal *versus* a topografia, esta razão corresponde ao declive da recta que melhor se ajusta aos dados, a qual é determinada pelo método dos mínimos quadrados. Para mais informações quanto ao fundamento teórico desta metodologia *vide* Sandwell & Mackenzie (1989) e Marks & Sandwell (1991).

que se verifica o reaquecimento da base da litosfera; por fim, valores de N/b inferiores a 2 m/km estão relacionados com domas compensados a profundidades próximas da superfície (Sandwell & Mackenzie, 1989).

Para o *Cape Verde Rise* foram obtidos valores de N/b variáveis entre 4.3 m/km (Sandwell & Mackenzie, 1989; Marks & Sandwell, 1991) e 4.4 m/km (Grevemeyer, 1999). Ora, estes valores caem na gama de razões intermédias, o que é consistente com um modelo de compensação por reaquecimento litosférico (“*thermal swell*”). Crough (1982), conhecendo a anomalia da altura geoidal e o contraste de densidades entre o manto e a água do mar, estimou uma profundidade média de 40 ± 4 km para a raiz pouco densa de litosfera alterada que suporta aquele relevo batimétrico. Note-se, no entanto, que outras técnicas (nomeadamente envolvendo anomalias gravimétricas e topográficas) apontam para profundidades de compensação da ordem dos 100 km (Ali, 2002).

2.4.2. Métodos gravimétricos e sísmicos: um retrato da litosfera subjacente a Cabo Verde

Com base em dados de refacção sísmica de alto ângulo e medições gravimétricas, Dash et al. (1976) obtiveram uma imagem da estrutura da crosta oceânica que sustenta as ilhas cabo-verdianas. A partir de estações sísmicas posicionadas nas ilhas do Sal, Santiago e São Vicente, foi-lhes possível delinear três níveis distintos: um mais superficial, com 2 a 3 km de espessura, constituído por sedimentos semi-consolidados que se terão depositado sobre uma crosta com 3 a 6 km de *pillow-lavas* basálticas sobrejacentes a 6 a 8 km de rochas gabróicas. A profundidade da descontinuidade de Mohorovicic foi estimada em 16 - 17 km.

Decorridas quase três décadas, Ali et al. (2003) apresentam novos dados de reflexão sísmica, a partir dos quais delinearão uma estratigrafia fina da carga sedimentar depositada sobre o fundo marinho nas proximidades do arquipélago de Cabo Verde. Quatro unidades foram discriminadas (Fig. 2.11). A Unidade I, mais profunda, assenta directamente sobre o topo da crosta oceânica de idade cretácica. A Unidade II, por sua vez, é constituída por siltes, argilas e argilitos tardi-cretácicos a miocénicos. A Unidade III assenta em discordância angular sobre a anterior, sendo composta, acima de tudo, por sedimentos vulcânicos miocénicos derivados das ilhas. Por fim, os materiais que formam a Unidade IV, mais superficial e mais recente (Pliocénico - Holocénico), são essencialmente sedimentos pelágicos e depósitos de

escorregamento resultantes de grandes movimentos de massa originados nas ilhas cabo-verdianas.

As unidades I e II apresentam uma espessura crescente de leste para oeste, o que está de acordo com uma proveniência dos sedimentos fundamentalmente da margem ocidental do continente africano. Já as unidades III e IV se tornam concentricamente mais espessas em torno das ilhas, sendo representativas do material de colmatação do fosso flexural criado pela carga exercida pelo material vulcânico sobre a litosfera.

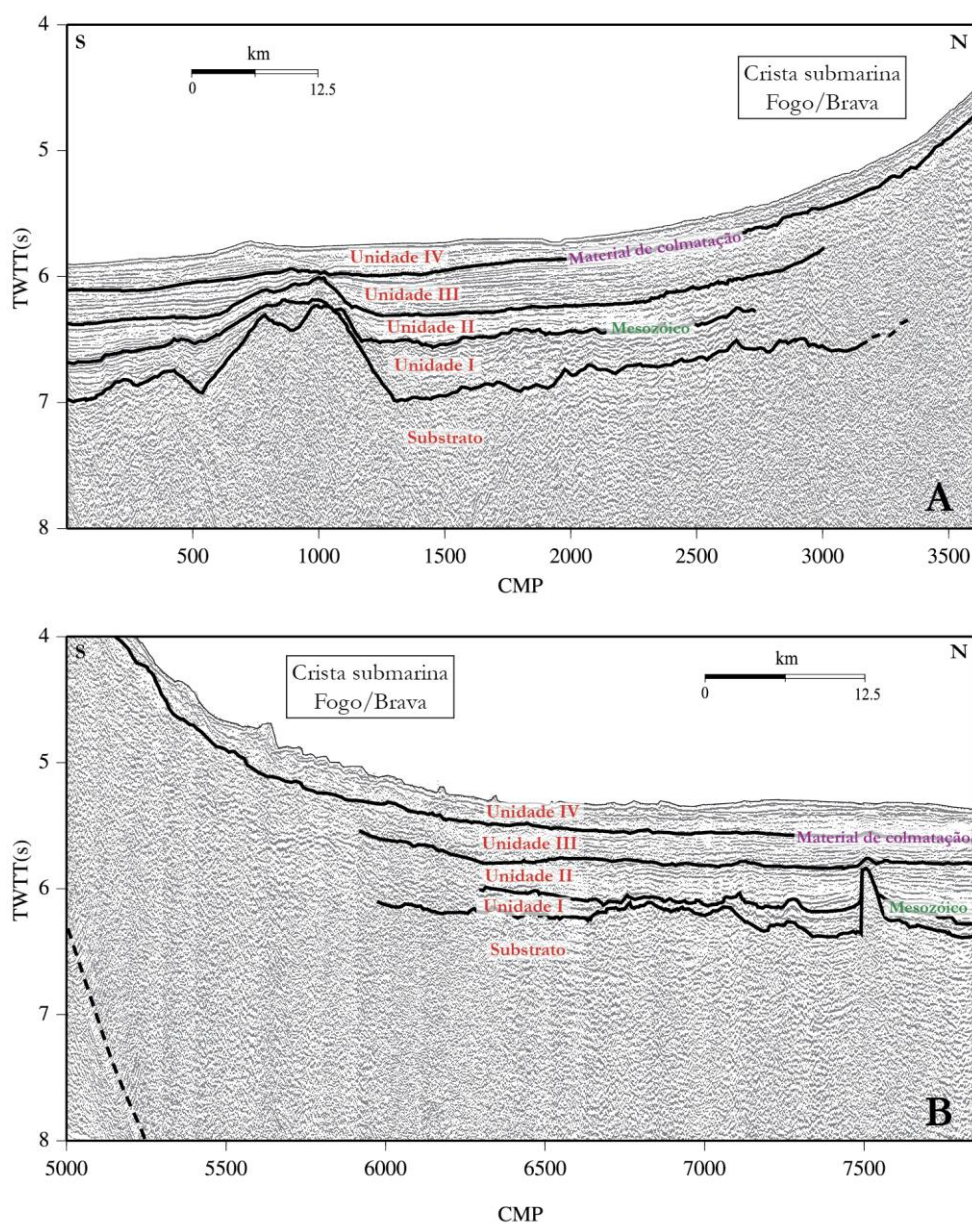


Fig. 2.11 - Interpretação dos perfis de reflexão sísmica nos flancos sul (A) e norte (B) das ilhas do Fogo e da Brava (perfil 4; Ali et al., 2003). Unidade I-IV: unidades sedimentares identificadas. TWT, “two-way travel time”; CMP, “common midpoint”.

Todavia, uma característica proeminente ressalta da análise destes perfis (e.g., Fig. 2.11): ao mesmo tempo que os depósitos sedimentares se espessam em direcção às ilhas, adquirem também um contorno arqueado com inclinação no sentido oposto às mesmas. Para além de Cabo Verde, esta estrutura pode ser vista também associada às ilhas Marquesas e na Reunião, mas não no Havai e nas Canárias (Ali et al., 2003). Como se verá mais adiante, acredita-se que a sua origem esteja estreitamente relacionada com esforços impostos na litosfera e consequente formação do próprio doma topográfico.

Mais recentemente, Pim e co-autores (Pim, 2006; Pim et al., 2008) modelaram, com recurso a dados de refacção sísmica, a estrutura da crosta e parte mais superficial do manto superior. Quatro níveis distintos foram identificados: o mais superficial corresponde a coluna sedimentar com uma espessura média de 1.71 km, segue-se a crosta oceânica que pode ser subdividida em duas partes, uma superior, extrusiva, com cerca de 1.16 km, e outra inferior, intrusiva, com 5.95 km de espessura média; abaixo destes reside o manto superior, com a descontinuidade de Mohorovicic posicionada aproximadamente a 12 km abaixo do nível do mar (Pim et al., 2008; Fig. 2.12). Os resultados obtidos permitiram ainda dividir a crosta atravessada pelo perfil estudado em duas zonas distintas, uma mais espessa e outra mais delgada. A primeira é observada entre os 0 e os 360 km (caminhando de NNE para SSW) e tem uma espessura média de 7.16 ± 0.48 km, o que é comparável com a espessura teórica de uma crosta oceânica normal com idade semelhante (7.08 ± 0.80 km); dos 360 aos 440 km a crosta é menos espessa, tendo-se medido uma espessura média de 5.72 ± 0.34 km. A transição entre as duas zonas é abrupta, acontecendo numa extensão de apenas 40 km. Não se conhece a espessura da crosta a sul dos 410 km. Consequentemente, não é possível determinar até onde se estende o seu adelgaçamento nem se este está associado a alguma zona de fractura que actua naquela área, e nem tão pouco inferir se o mesmo reflecte o estiramento da litosfera em consequência do seu aquecimento prolongado devido à acção de uma pluma mantélica.

É desde há muito sabido que os edifícios insulares exercem uma força tal sobre a litosfera que as sustentam a ponto de esta flectir sob o seu peso. Comparando dados de anomalia gravimétrica e do geóide, com perfis de reflexão e refacção é possível constranger as propriedades mecânicas que caracterizam um determinado sector litosférico.

Um parâmetro comumente utilizado em modelação flexural é a espessura elástica efectiva da litosfera, T_e , a qual mede a resistência deste corpo sólido à deformação, sendo determinada

a partir da rigidez flexural (D^{23}). Tal como foi primeiramente proposto por Watts (1978), existe uma relação simples entre T_e da litosfera oceânica e a idade térmica da mesma no momento em que lhe foi imposta uma sobrecarga. Conforme a litosfera se vai tornando mais antiga vai também arrefecendo e, conseqüentemente, tornando-se mais rígida, logo T_e aumenta. Uma compilação desenvolvida há relativamente pouco tempo por Watts & Zhong (2000) permite constatar que cerca de 72% das estimativas de T_e correspondem a profundidades equivalentes às isotérmicas oceânicas do 300 - 600 °C.

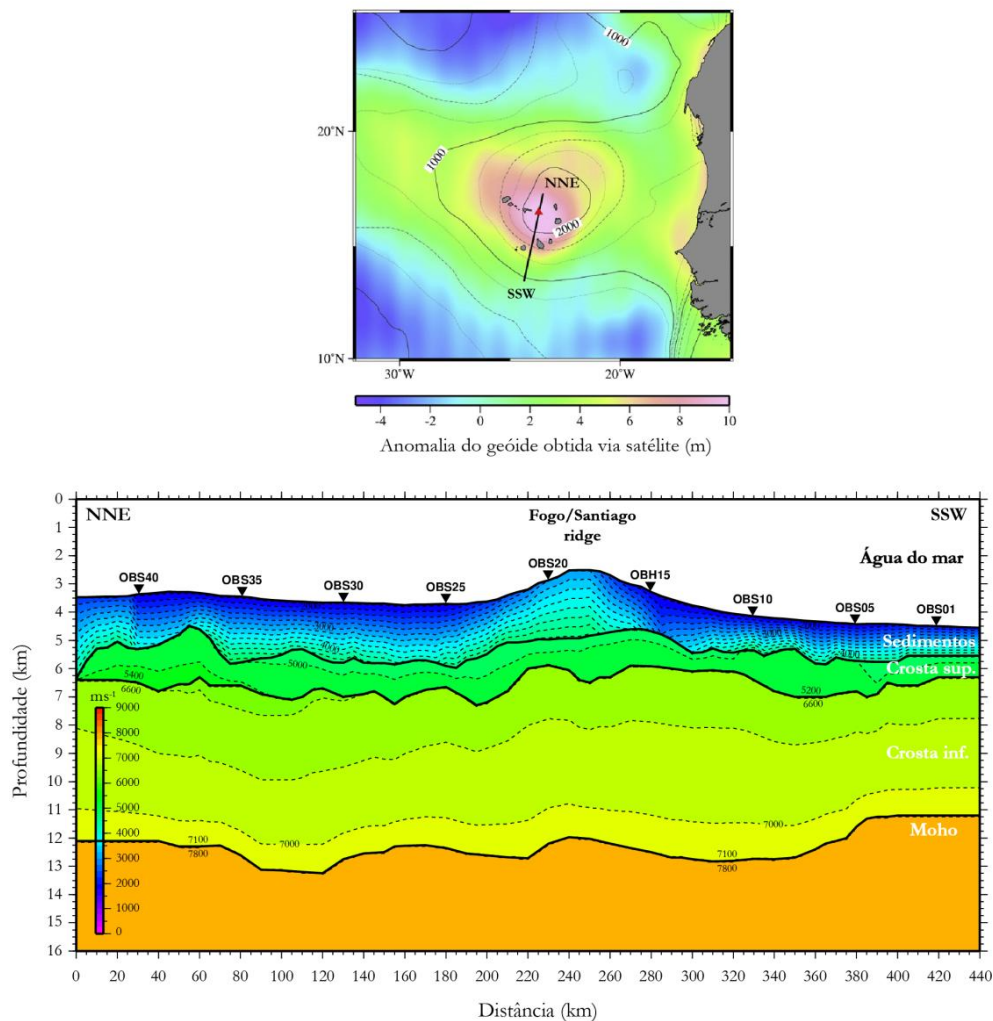


Fig. 2.12 - Mapa de anomalia do geóide (em cima) onde está identificado o perfil ao longo do qual foram adquiridos dados de refração sísmica (com orientação NNE-SSW). Em baixo encontra-se o modelo da estrutura da coluna de sedimentos, crosta e parte mais superficial do manto superior segundo Pim e colaboradores (Pim, 2006; Pim et al., 2008).

²³ $D = E T_e^3 / 12 (1 - \sigma^2)$, onde D é a rigidez flexural, E é o módulo de elasticidade de Young (10^{11} N/m²), T_e é a espessura elástica efectiva e σ é a razão de Poisson (0.25) (Watts & Zhong, 2000).

De acordo com a diferença de idades que existe entre as ilhas e a litosfera oceânica subjacente, seria de se esperar que esta apresentasse uma espessura elástica efectiva entre 27 e 37 km. Entre finais da década de 1980 e início da década de 1990 foram obtidas algumas estimativas de T_e para Cabo Verde, as quais oscilam entre 15 e 30 km (28 ± 4 km - McNutt, 1988; 30 ± 5 km - Calmant et al., 1990; 15 ± 3 km - Young & Hill, 1986). Mais recentemente, Ali et al. (2003) invocaram um valor de 50 km para T_e para explicar a flexura da litosfera, partindo do pressuposto que apenas forças descendentes actuam sobre ela (Fig. 2.13). Ora, este valor é bastante mais elevado do que as estimativas anteriores. A discrepância observada foi atribuída por aqueles autores à actuação de forças contrárias, ascendentes, na base da litosfera ou próximo dela, compatível com os movimentos verticais exercidos por uma pluma mantélica. Contabilizando ambos os esforços, Ali e co-autores chegaram a um valor de T_e igual a 29 km, o qual se posiciona dentro do intervalo proposto por estudos anteriores. Dados de anomalia gravimétrica e topográfica confirmam aquele resultado, indicando espessuras elásticas efectivas mínimas de 20 km (Ali et al., 2003).

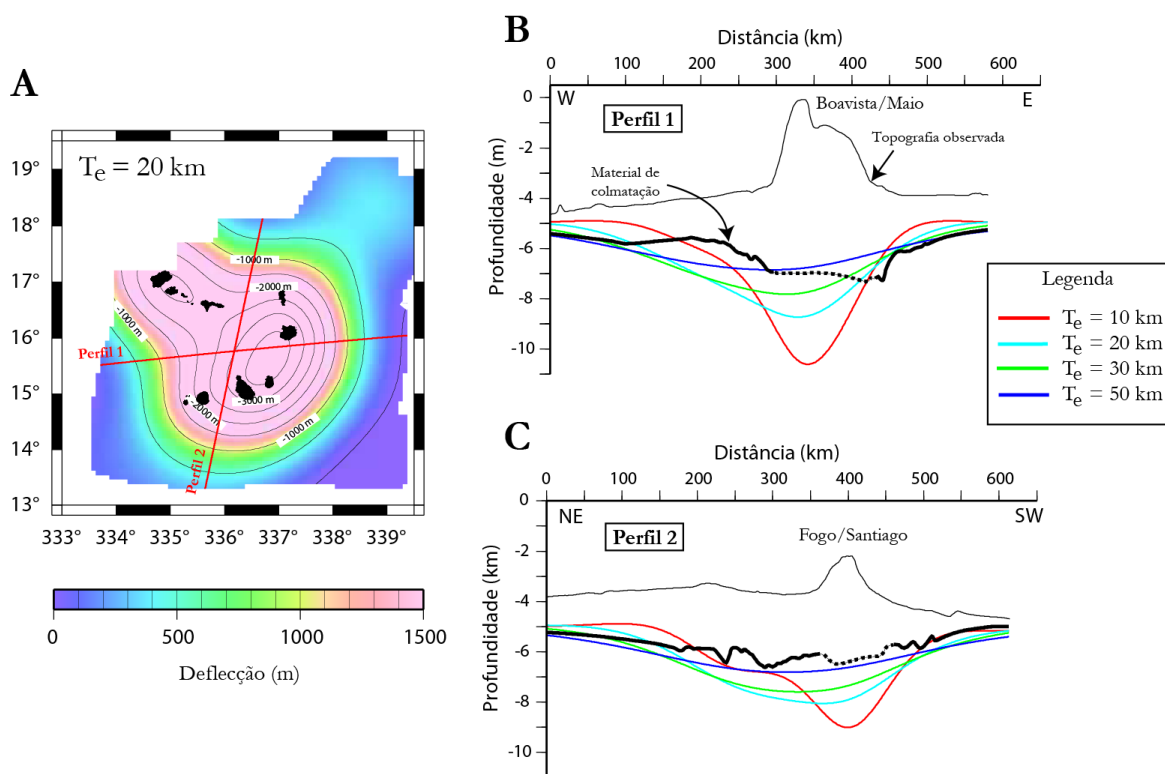


Fig. 2.13 - (A) Mapa mostrando a depressão estimada para o topo da crosta considerando $T_e = 20$ km, bem como a localização e orientação dos perfis 1 e 2 que se encontram representados à direita. Em (B) e (C) apresentam-se os resultados de modelações com valores de T_e entre 10 e 50 km, sendo o valor mais extremo (50 km) aquele que mais se aproxima da flexura materializada pela camada de materiais de colmatação. Adaptado de Ali et al. (2003). Note-se que o perfil 2 (C) aqui representado coincide com o perfil de orientação NNE-SSW traçado na Fig. 2.12).

2.4.3. Anomalias do fluxo de calor: rejuvenescimento térmico da litosfera

Ao *Cape Verde Rise* estão associadas anomalias de fluxo de calor²⁴, o que pressupõe uma origem térmica para esta estrutura (Courtney & White, 1986). Para o estudo dos processos litosféricos que estão na origem destes domos topográficos recorre-se a modelos de referência. Tendo em mente que o fluxo de calor da crosta oceânica é mais elevado nas cristas médias e decresce progressivamente conforme esta se afasta dela, a variação sistemática deste parâmetro com a idade da crosta e consequente aumento da profundidade dos fundos oceânicos²⁵ constitui um constrangimento primário nos modelos de evolução térmica da litosfera (Stein & Stein, 1992). Após constatarem que os modelos de referência vigentes na altura sobrestimavam os valores das anomalias topográficas e térmicas, Stein & Stein (1992; 1993) conceberam um novo modelo, conhecido por *Global Depth and Heat Flow Model 1* (GDH1), que entra em linha de conta com dados batimétricos e de fluxo de calor.

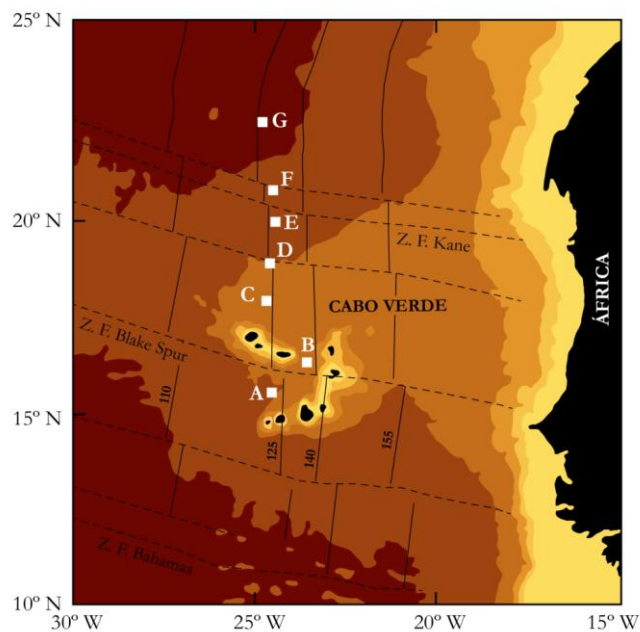


Fig. 2.14 - Mapa batimétrico esquemático do *Cape Verde Rise*. As linhas a traço contínuo representam isócronas da crosta oceânica (as idades, em Ma, estão indicadas pelos valores numéricos); as linhas a traço tracejado correspondem às principais zonas de fractura. As estações onde foram efectuadas medições do fluxo térmico estão assinaladas com as letras A - G. Com excepção da estação B, todas as restantes posicionam-se sobre ou próximo a anomalia magnética M4, que corresponde a uma idade litosférica de 126 Ma. Adaptado de Courtney & White (1986).

²⁴ Em inglês, “*heat flow anomaly*”. Fluxo de calor ou fluxo térmico é a taxa de energia térmica (calor) transferida para uma dada superfície. Em unidades do Sistema Internacional (SI) é medido em $[W.m^{-2}]$.

²⁵ O arrefecimento da crosta oceânica é o principal factor que controla a batimetria dos fundos marinhos: com o distanciamento às cristas médias a temperatura diminui e a subsidência aumenta. Contudo, muitas estruturas batimétricas existem que não obedecem a esta relação. Estas “anomalias topográficas” sobressaem-se quando se subtrai a profundidade esperada, determinada com base na idade da crosta, da profundidade real observada (Menard, 1973).

Para uma litosfera dita “normal”, ou seja, não perturbada, com idade compreendida entre 120 e 140 Ma, como é o caso daquela sobre a qual as ilhas cabo-verdianas repousam, estima-se que o fluxo de calor varie entre 50 e 51 mWm⁻² (pela expressão $q(t) = 48 + 96 \exp(-0.0278 t)$; Stein & Stein, 1993). Courtney & White (1986) determinaram o fluxo térmico médio ao longo do *Cape Verde Rise* (Fig. 2.14), quase sempre em crosta oceânica com idade igual a 126 Ma (com excepção da estação B), e obtiveram valores entre 43.5 ± 3.4 e 60.5 ± 4.0 mWm⁻². Considerando um valor típico para uma crosta com essa idade de 50.89 mWm⁻² (à profundidade expectável de 5577 m), constata-se que a anomalia térmica no centro da anomalia do geóide atinge um valor máximo de 9.6 mWm⁻², seguindo o modelo de Stein & Stein (1993). Usando a mesma expressão matemática de Stein & Stein mas num raciocínio inverso, um acréscimo na quantidade de fluxo térmico dessa ordem de grandeza seria de se esperar encontrar numa crosta com idade aproximada de 73 Ma, a uma profundidade de 5 329 m ($d(t) = 5651 - 2473 \exp(-0.0278 t)$; Stein & Stein, 1993). Portanto, entre os 73 e os 126 Ma, e de acordo com o modelo em questão, a litosfera vê a sua cota batimétrica variar dos 5 329 para os 5 577 m, ou seja, 248 m. Ora, no seu ponto mais alto, o *Cape Verde Rise* atinge os 2 200 m de altura em relação a profundidade inferida como sendo normal para uma crosta de idade cretácica, o que requer que, para além do fluxo térmico, outros factores deverão ter desempenhado um papel preponderante na edificação desse doma topográfico, uma vez que somente cerca de 11% da sua anomalia batimétrica pode ser atribuída aos efeitos de expansão térmica da litosfera (Courtney & White, 1986; Sleep, 1990).

2.4.4. Origem do *Cape Verde Rise*

Uma das questões fundamentais que desde sempre despertou a curiosidade dos estudiosos no que respeita aos domas topográficos prende-se com o modo como são suportados em profundidade e, conseqüentemente, com a sua estrutura e origem provável. São muitos os trabalhos que abordam os vários mecanismos de génese que têm sido propostos nos últimos anos (e.g., Crough, 1983; Courtney & White, 1986; Pim, 2006; Laske et al., 2007). Entre os mais discutidos estão: *i*) rejuvenescimento e conseqüente expansão térmica da litosfera; *ii*) pressão dinâmica exercida por *underplating* de material mantélico (pluma?) na base da litosfera e alteração da mesma, e *iii*) acumulação do resíduo da fusão parcial, menos denso, que esteve na origem do vulcanismo das ilhas.

De acordo com o modelo de rejuvenescimento térmico, a base da litosfera é aquecida passando a comportar-se térmica e mecanicamente como se fosse mais jovem. Com o

aquecimento progressivo, a espessura elástica diminui aumentando a sua fluabilidade, o que causa o levantamento topográfico regional. A determinação do parâmetro T_e constitui, portanto, o método mais directo para testar a validade desta hipótese no caso do particular do *Cape Verde Rise*.

Como se viu anteriormente, alguns estudos realizados em Cabo Verde no contexto da deformação flexural da litosfera sugerem que T_e é anormalmente baixo, o que aponta, pelo menos em parte, para uma origem do doma topográfico por reauecimento térmico. Alguns autores, no entanto, contestam essa hipótese, já que não é capaz de explicar totalmente a enorme altura e extensão que aquela estrutura apresenta. Por exemplo, Sleep (1990) admitem que 12 a 50% da elevação do doma deve-se a mecanismos sublitosféricos, enquanto Courtney & White (1986) e McNutt (1988) sugerem que estejam envolvidos esforços dinâmicos verticais associados a acção de uma pluma mantélica. Esta última hipótese é parcialmente suportada pelas recentes determinações de T_e obtidas por Ali et al. (2003), que invocam esforços sub-superficiais ascendentes na base da litosfera para explicar a discrepância entre os valores de T_e observado (50 km) e teórico (27 - 37 km), como, de resto, já foi abordado anteriormente (ver subcapítulo 2.4.2). Estes autores sugerem ainda que tais esforços estão espacialmente restringidos à porção litosférica subjacente às ilhas e aos seus flancos submarinos, sendo responsáveis por apenas ≈ 400 m do levantamento e justificando o sentido de inclinação que as unidades III e IV tomam. Todavia, mesmo assim não justifica toda a altura do doma, pelo que se torna necessário invocar processos mantélicos de enraizamento profundo, tais como convecção induzida por contrastes de densidade ou movimentação ascensional de material menos denso e mais quente (pluma).

A presença de uma “raiz” que, sendo residual dos processos de fusão que está na origem do magmatismo, se caracterizam por maiores valores de $Mg\#$ e, portanto, seria menos densa e capaz de uma maior fluabilidade, foi uma hipótese avançada por Morgan (1995) para explicar a origem do doma topográfico do Havai. Este modelo assenta nas diferenças dos coeficientes de distribuição em jogo durante a fusão parcial do manto. O ferro tem tendência a incorporar o fundido magmático aquando da extracção do magma, deixando um resíduo composicionalmente menos denso (mais magnesiano) que dá origem a uma bolsada de material empobrecido responsável pelo levantamento da litosfera sobrejacente. Para Cabo Verde, esta hipótese foi colocada por Lodge & Helffrich (2006) após a análise dos resultados

de sísmica passiva²⁶ terem denunciado a presença, sob o arquipélago, de uma zona espessa de alta velocidade, menos densa, intercalada entre uma crosta com 22 km e uma zona de baixa velocidade que começa aos 80 km de profundidade.

Pela abordagem feita às evidências geofísicas para a origem do *Cape Verde Rise*, conclui-se que é pouco provável a sua origem estar associada a um único mecanismo, uma vez que é extremamente difícil conciliar os resultados de todas as técnicas consideradas. No entanto, parece haver um consenso no que diz respeito à necessidade de invocar um processo sublitosférico capaz de justificar o excedente de altura do doma que o rejuvenescimento térmico e a presença de material menos denso na base da litosfera não conseguem explicar. Como se verá nos capítulos seguintes, vários argumentos contam para que esse esforço seja exercido por plumas mantélicas de enraizamento profundo.

2.5. Síntese da evolução geocronológica do arquipélago

Ainda hoje não se sabe ao certo quando se deram as primeiras manifestações vulcânicas que viriam a dar origem ao arquipélago de Cabo Verde. As rochas mais antigas que se conhecem encontram-se expostas nas ilhas de Santiago e Maio e correspondem a *pillow-lavas* com composição MORB-N geradas na crista média atlântica. Estas lavas não são mais do que relíquias do complexo magmático e sedimentar que constituía o fundo marinho na altura, encontrando-se actualmente numa posição estratigráfica levantada (de Paepe et al., 1974; Stillman et al., 1982). Para a Ilha de Maio, algumas tentativas foram feitas para datar estas formações, quer pelo método K-Ar, quer pelo método Ar-Ar. Contudo, não se obtiveram resultados fidedignos, muito provavelmente por ter havido mobilização de Ar radiogénico (Mitchell et al., 1983). Métodos de datação relativa, através de evidências micropaleontológicas no topo da Formação da Batalha, sugerem uma idade Valanginiana (138 - 140 Ma; Fourcade et al., 1990). Mais recentemente, Holm et al. (2008) obtiveram, a partir de isótopos de Sr, uma idade de ≈ 133 Ma para os calcários da Formação do Morro, o que parece corresponder também à idade da sedimentação no fundo oceânico.

Já os primeiros testemunhos do vulcanismo insular correspondem ao complexo submarino antigo na Ilha do Sal, datado em 26 ± 2 Ma pelo método K-Ar (Torres et al., 2002), e

²⁶ A sísmica passiva é utilizada na detecção dos movimentos de baixa frequência naturais da Terra, geralmente com objectivos centrados no reconhecimento de estruturas geológicas e na localização de recursos subterrâneos (e.g., hidrocarbonetos) (http://en.wikipedia.org/wiki/Passive_seismic).

fragmentos de lavas subaéreas de composição mugearítica pertencentes a Formação de Coruja, na Ilha do Maio, com idade igual a 24 ± 10 Ma determinada pelo método Ar-Ar (Mitchell et al., 1983). A idade do complexo intrusivo nesta mesma ilha, ainda que discutível, aponta para valores mais jovens, como o confirmam os resultados K-Ar reportados por Mitchell et al. (1983) – 19.3 ± 1.2 Ma – e Grunau et al. (1975) (em Stillman et al., 1982; 21.1 ± 12.6 Ma). Com base nos dados publicados, Holm et al. (2008) sugerem que o vulcanismo em Cabo Verde terá tido início entre os 26 e 22 Ma (final do Paleogénico - início do Neogénico). Chama-se, no entanto, a atenção de que as ilhas oceânicas, enquanto estrutura emersa, correspondem normalmente a menos de 10% do volume total dos edifícios insulares (e.g., Schmincke, 1982), pelo que uma tal estimativa não pode ser feita considerando somente as formações emersas. Considerando as evidências que apontam para um *resetting* do sistema K-Ar nos basaltos jurássicos aos 40 - 50 Ma, atribuído a actividade do *hotspot* (Mitchell et al., 1983), sugere-se que o magmatismo relacionado com a acção da pluma mantélica de Cabo Verde terá tido início cerca de 25 Ma antes da formação dos primeiros testemunhos emersos.

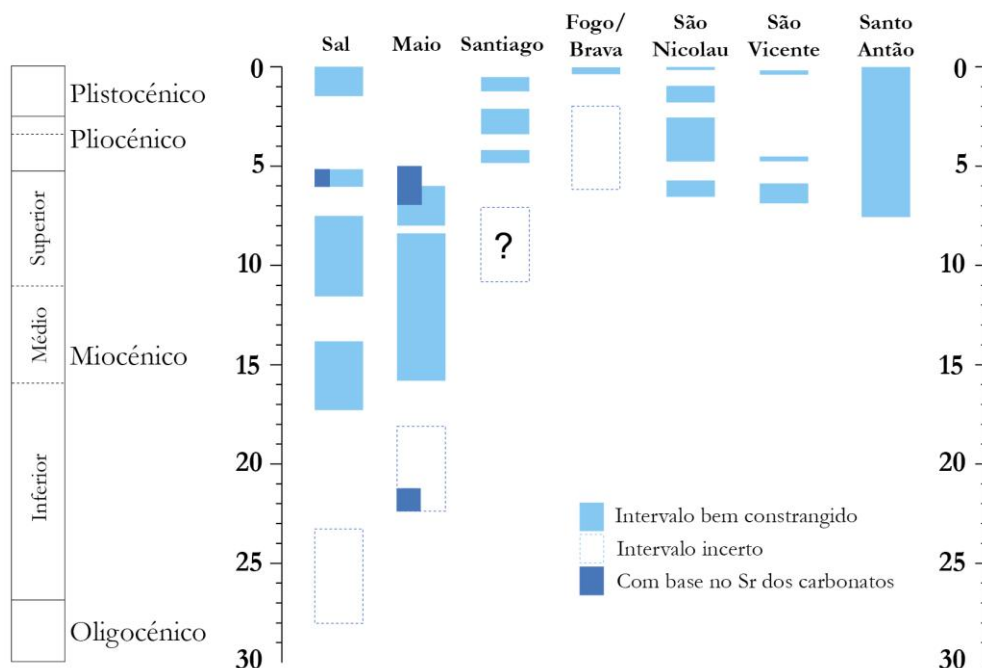


Fig. 2.15 - Compilação das idades obtidas para 7 das 10 ilhas de Cabo Verde realizada por Holm et al. (2008).

Na Fig. 2.15 estão compilados todos os resultados geocronológicos válidos para oito das dez ilhas cabo-verdianas, tal como proposto por Holm et al. (2008). Facilmente se comprova a ausência de uma relação evidente idade-distância ao *hotspot* que caracteriza este arquipélago. Porém, as datações obtidas para as ilhas do sul (Maio, Santiago, Fogo/Brava) deixam, de certa

forma, antever a progressão da litosfera para NE sobre o ponto quente de Cabo Verde, sendo claro o decréscimo das idades da Ilha do Maio (ou mesmo do Sal) para a Ilha Brava. No que concerne as ilhas do norte, o vulcanismo terá sido condicionado pelos constrangimentos tectónicos anteriormente referido, tal como primeiramente proposto por Torres (1998), não se observando qualquer variação sistemática das idades.

As mesmas conclusões se tiram quando se consideram as idades das formações representativas da fase eruptiva principal de cada ilha do arquipélago (Fig. 2.16). Uma vez que esta corresponde ao período na história evolutiva das ilhas oceânicas onde a produção de magma é mais elevada, também é a fase que melhor testemunha a migração das idades do magmatismo causada pela deslocação da placa litosférica para leste.

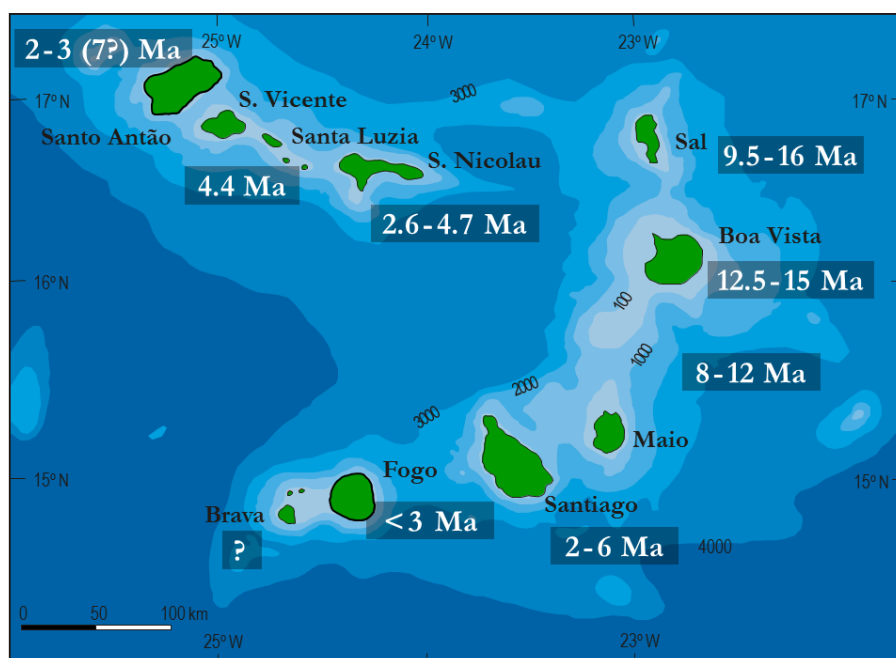


Fig. 2.16 - Compilação das idades da Fase Eruptiva Principal obtidas para 8 das 10 ilhas de Cabo Verde (Mitchell et al., 1983; Gerlach et al., 1988; Torres, 1998; Jørgensen & Holm, 2002; Torres et al., 2002; Plesner et al., 2003; Madeira et al., 2005; Holm et al., 2006; Duprat et al., 2007; Holm et al., 2008; Dyhr & Holm, 2010; Madeira et al., 2010).



CAPÍTULO 3

Vulcanoestratigrafia
da Ilha Brava

Morro das Pedras (Ilha Brava)

(Cynthia Mourão; 2006)

3.1. Enquadramento regional

A Ilha Brava pertence ao grupo de ilhas do sul (ou de Sotavento) do arquipélago de Cabo Verde, situando-se no extremo sudoeste de um alinhamento de direcção aproximada ENE-WSW que inclui também as ilhas do Fogo, Santiago e Maio (Fig. 3.1). Posiciona-se a cerca de 18 km a oeste da vizinha Ilha do Fogo, da qual está separada por fundos oceânicos com mais de 1400 m de profundidade.

A ilha apresenta uma forma aproximadamente circular, ligeiramente alongada na direcção norte-sul, e enquadra-se entre os paralelos 14°54' e 14°48' de latitude Norte. Com um comprimento máximo de quase 11 km (10.5 km separam a Ponta do Incenso, a norte, da Ponta de Nhô Martinho, a sul), e largura pouco mais de 9 km (9.3 km entre a Ponta da Costa, a oeste, e a Ponta Rei Fernando, a este), perfaz uma área total de cerca de 64 km², sendo a segunda menor ilha do arquipélago, depois de Santa Luzia (35 km²), e a mais pequena habitada actualmente (Bebiano, 1932).

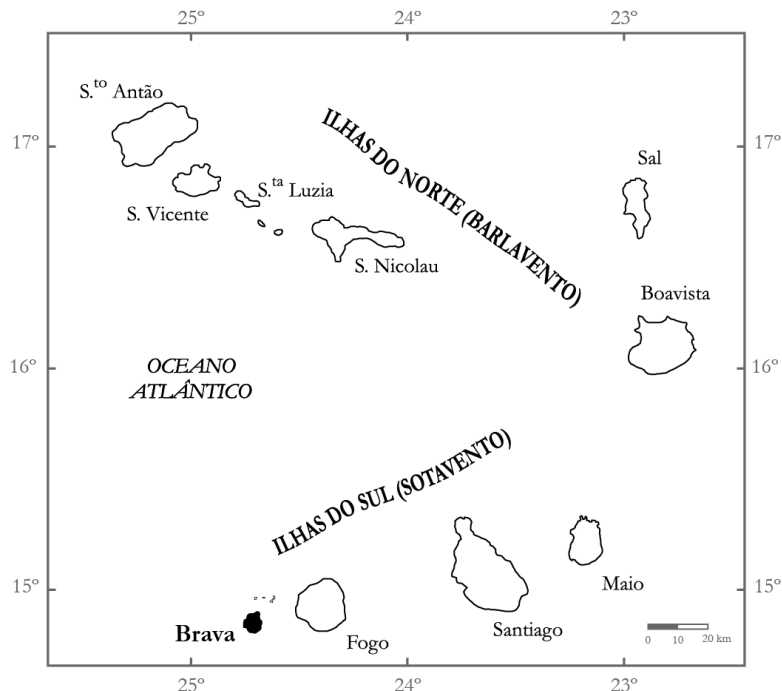


Fig. 3.1 - Localização geográfica da Ilha Brava no contexto do arquipélago de Cabo Verde. Com uma área de 64 km², é a mais pequena ilha habitada.

A nor-nordeste, distanciados cerca de 6 km, localizam-se os ilhéus Secos (ou do Rombo). Estes compreendem o ilhéu Grande e o ilhéu de Cima (ambos com comprimento aproximado de 2 km), o ilhéu de Luís Carneiro e o Sapado, e os pequenos ilhéus Baixinha, Barrete e Boca do Porto. A área total destes ilhéus pouco excede os 3 km².

3.2. Geomorfologia

Numa manhã do dia de São João Baptista – corria, então, o ano de 1462 – Diogo Gomes e a sua comitiva chegaram à mais pequena das ilhas cabo-verdianas actualmente povoada. Chamaram-lhe, por isso, Ilha de São João. Mais tarde, pelo seu relevo acidentado, foi novamente baptizada, desta vez com o nome “Brava”.

A Brava é uma ilha de contrastes. Emerge abruptamente do mar, com arribas bastante inclinadas, mas ao mesmo tempo apresenta declives moderados e uma zona planáltica extremamente irregular na parte central, a altitudes que vão desde os 300 aos 976 m acima do nível do mar.

A sua morfologia foi condicionada principalmente por actividade vulcânica intensa, denunciada pelas inúmeras depressões circulares que pontilham a zona planáltica da ilha, correspondentes a crateras freatomagmáticas modernas, e pelas várias colinas semiesféricas que não são mais do que domos vulcânicos.



Fig. 3.2 - (A) Cratera freatomagmática de Cova Joana, localizada a oeste de Vila Nova Sintra. (B) Vista sobre o sector a NW do Monte Fontainhas, com destaque para a cratera freatomagmática de Lima Doce (em primeiro plano) e para a povoação de Nossa Senhora do Monte.

Entre as muitas crateras que se encontram aqui preservadas, destaca-se a do Campo Baixo (com 2 125 m de diâmetro; Madeira et al., 2010), que constitui a maior estrutura desta natureza

presente. A oeste desta cratera ergue-se o Monte Fontainhas ($14^{\circ}50'54''\text{N}$ e $24^{\circ}42'54''\text{W}$), o qual constitui a altitude máxima da ilha, 976 m acima do nível do mar (Machado et al., 1968). Além da cratera do Campo Baixo, existem na parte alta outras depressões mais ou menos circulares, sendo as mais notáveis as crateras de Cova Joana, Cova Lima Doce (Fig. 3.2) e Fundo Grande.

Não menos notáveis são os vários domos lávicos e *coulées* de natureza fonolítica que geralmente, mas não exclusivamente, povoam o sector sul da ilha. São exemplos o Morro Largo, Monte Miranda, Monte Façanha e Morro das Pedras, entre outros (Figs. 3.3 e 3.5).



Fig. 3.3 - (A) Vista panorâmica da cratera de Alcatraz e Morro das Pedras (à direita). (B) Destaque para o Morro das Pedras, presumivelmente o doma fonolítico mais jovem da ilha, a julgar pela sua forma extremamente bem preservada.

As vertentes litorais encontram-se profundamente recortadas pelos vales fluviais dos principais linhas de água (Figs. 3.4 e 3.5), entre os quais se destacam as ribeiras da Furna, Funda, de Aguadinha e de Aguada na costa leste, Ribeira dos Moinhos a sul, e ribeiras dos Ferreiros, da Lomba do Peixe Vermelho, do Morro, da Fajã d'Água e do Sorno na costa oeste. Em recortes do litoral formaram-se diminutas praias de calhaus rolados, raras vezes arenosas.

3. Vulcanoestratigrafia da Ilha Brava



Fig. 3.4 - Ribeiras de regime torrencial profundamente entalhadas no relevo: (A) Ribeira do Fundão. (B) Ribeira Funda.

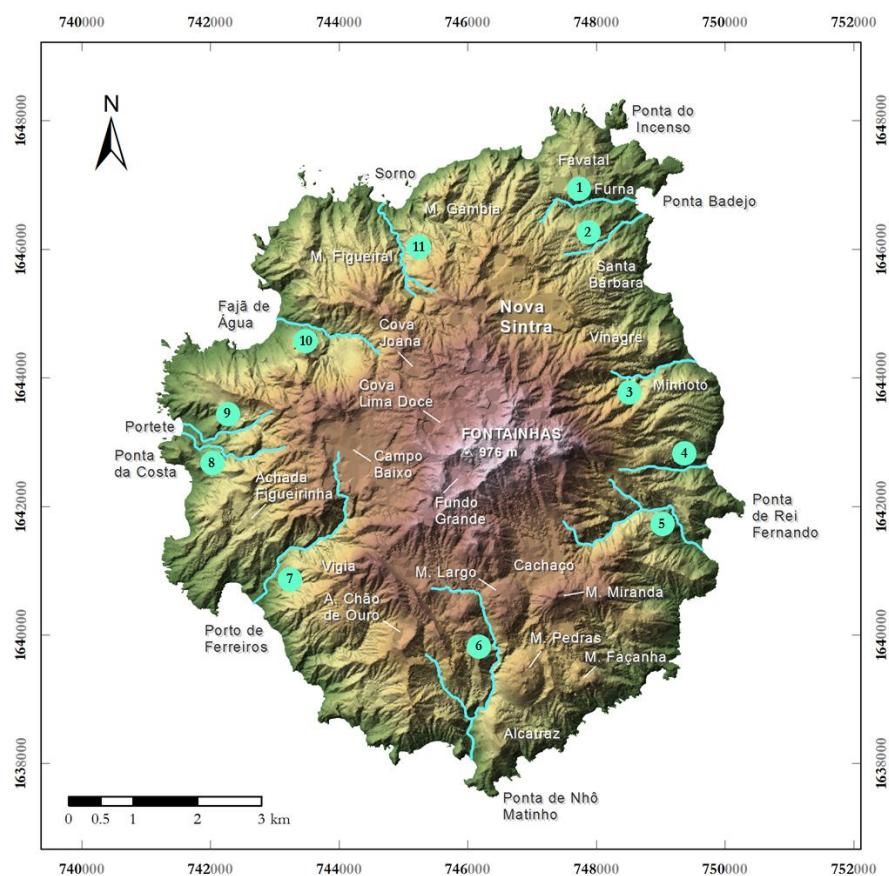


Fig. 3.5 - Modelo digital de terreno representando a morfologia da Brava e a toponímia mais importante citada no texto. Principais ribeiras: 1. Ribeira da Furna, 2. Ribeira de Rasque, 3. Ribeira Funda, 4. Ribeira de Aguadinha, 5. Ribeira de Aguada, 6. Ribeira dos Moinhos, 7. Ribeira dos Ferreiros, 8. Ribeira da Lomba de Peixe Vermelho, 9. Ribeira do Morro, 10. Ribeira da Fajã de Água, 11. Ribeira do Sorno. Adaptado de Madeira et al. (2008; 2010).

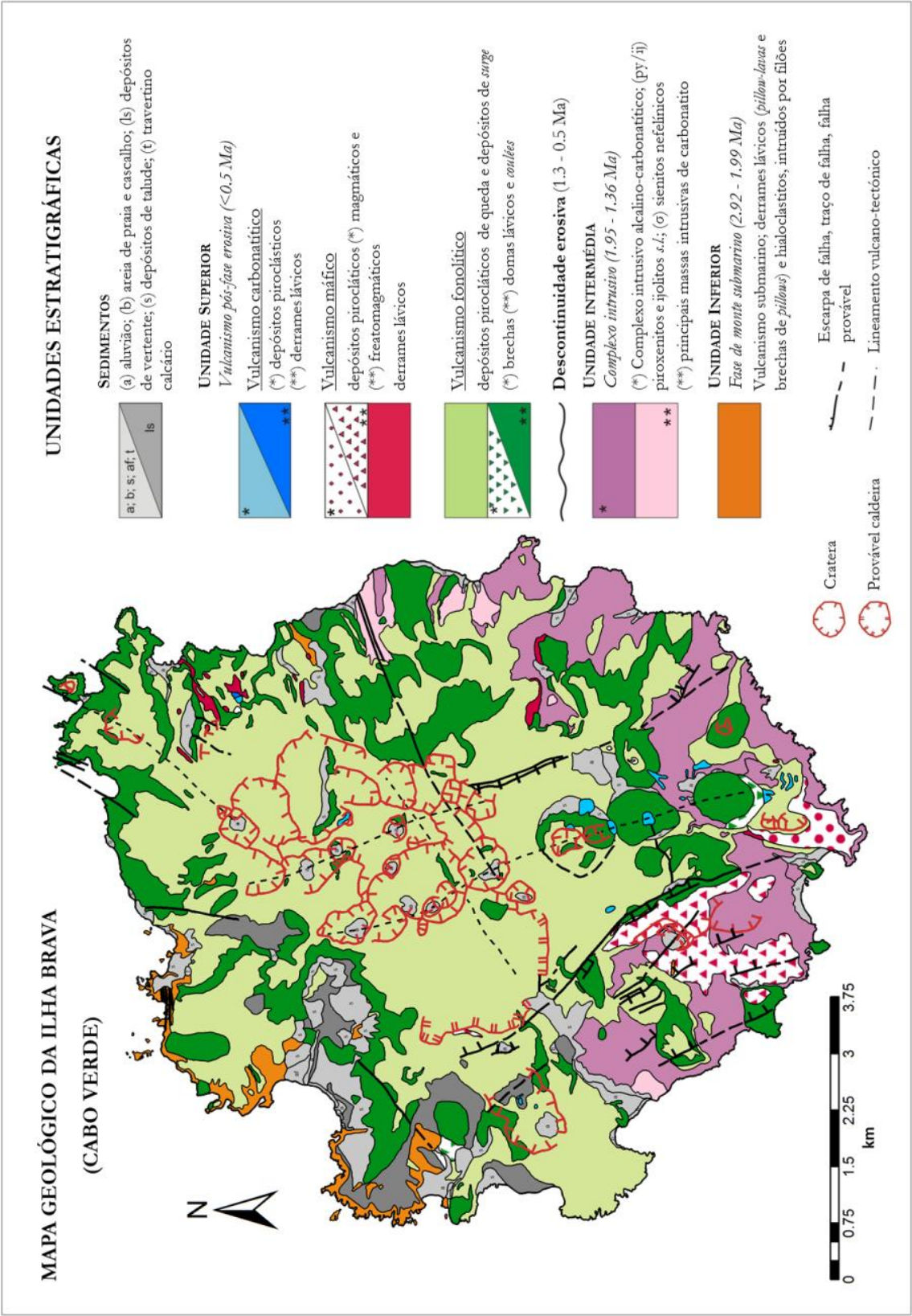


Fig. 3.6 (página anterior) - Mapa geológico da Ilha Brava. Cartografia realizada com base na carta topográfica na escala 1:25000 (Serviço Cartográfico do Exército, Portugal, 1979) e observação estereoscópica de fotografias aéreas na escala 1:30000 (Centro de Geografia do Ultramar, Portugal, 1957). Adaptado de Madeira et al. (2010).

Para além dos processos vulcânicos e tectónicos, a actividade erosiva fluvial e marinha conjugada com importantes movimentos de massa contribuíram para modelar a ilha na sua morfologia actual. Os movimentos de massa na Brava estão associados à actividade erosiva em vertentes de três ambientes morfológicos distintos: vertentes estruturais, vertentes relacionadas com o encaixe de vales fluviais e vertentes ligadas aos processos de abrasão marinha e formação de arribas. Exemplos dos três tipos de movimentos de massa na Ilha Brava foram descritos em trabalho recente (Madeira et al., 2008b).

3.3. Vulcanoestratigrafia

As observações de campo realizadas aquando das duas missões geológicas conduzidas na Ilha Brava revelaram a presença de um substrato antigo que, no seu conjunto, é constituído por uma sequência vulcânica submarina intruída por um variado cortejo de rochas silicatadas e carbonatíticas, num quadro semelhante ao que tem sido descrito para algumas outras ilhas do arquipélago (e.g., Santiago: Serralheiro, 1976). Sobre este assentam em discordância angular depósitos vulcânicos subaéreos mais recentes. As relações geométricas e temporais desta sequência permitiram a definição de três unidades vulcanoestratigráficas para a Ilha Brava, aqui designadas como Unidade Inferior, Unidade Intermédia e Unidade Superior (Madeira et al., 2010).

3.3.1. Unidade Inferior: vulcanismo submarino

A região litoral norte da ilha (entre as baías do Portete e do Sorno; Fig. 3.5) alberga uma sequência alternante de hialoclastitos, brechas de *pillows* e empilhamentos de *pillow-lavas* (Fig. 3.7) de composição nefelinítica/ancaramítica. Destaca-se ainda a presença de outro pequeno afloramento da mesma natureza na costa oriental, junto a Vinagre.

Esta sequência submarina encontra-se recortada por duas famílias principais de filões com direcções dominantes N-S e E-W (Fig. 3.8), os quais, com base nas evidências de campo e considerações petrográficas e geoquímicas (Capítulos 5 e 6), foram igualmente integrados nesta unidade.

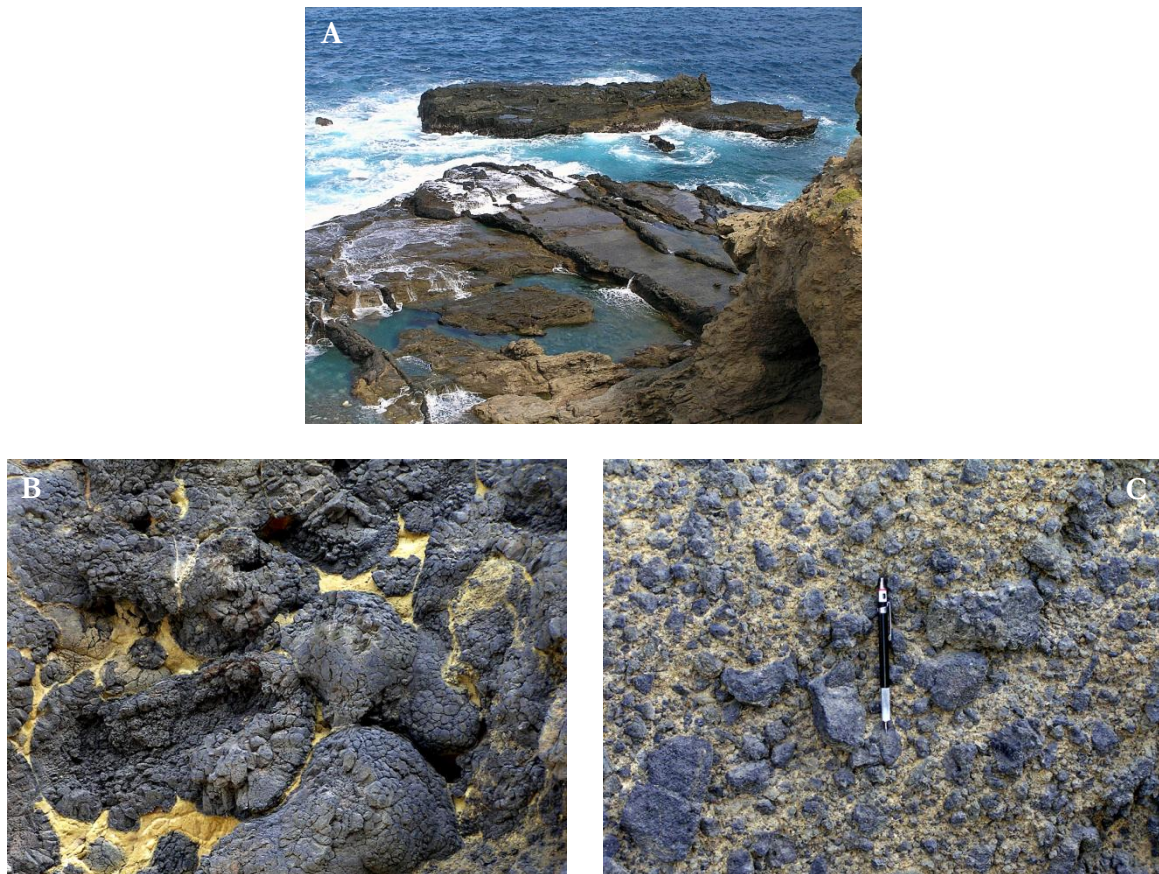


Fig. 3.7 - Substrato aflorante na Ponta de Nhô Padre (sector NW da ilha) e pertencente à Unidade Inferior. (A) *pillow-lavas* e hialoclastitos (material de cor amarelada) recortados por uma densa rede filoniana, (B) empilhamento de *pillow-lavas* onde é evidente a presença de hialoclastitos ocupando os espaços *inter-pillows*, e (C) brecha de *pillows*.

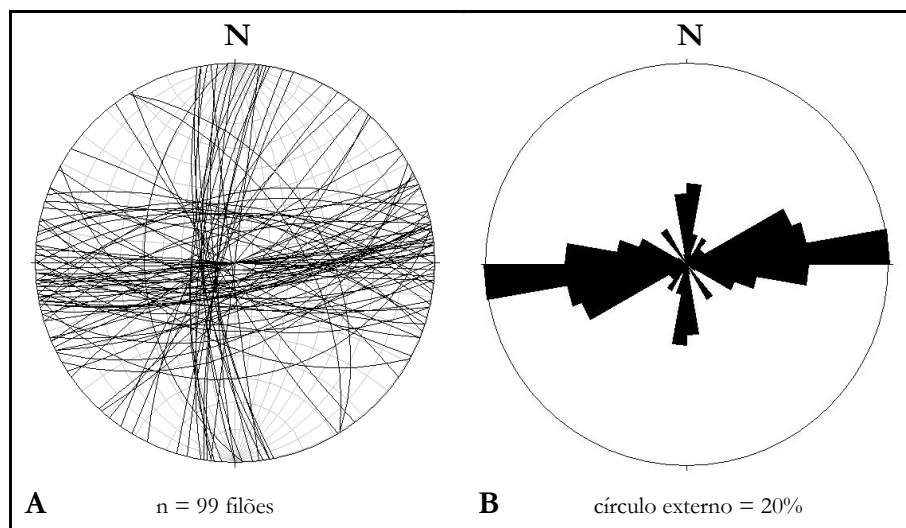


Fig. 3.8 - Projecção estereográfica de todos os filões medidos da Unidade Inferior, onde se reconhecem duas direcções dominantes, E-W e N-S. (A) diagrama β ; (B) diagrama de rosas. Rede de Schmidt, hemisfério inferior. Retirado de Madeira et al. (2010).

Alguns filões apresentam estruturas de deformação interpretadas como sendo o resultado de deslizamentos submarinos de pequena escala mais ou menos contemporâneos da intrusão dos mesmos. Estes movimentos testemunham as condições de instabilidade gravítica do empilhamento vulcânico que marcaram os primeiros estágios de edificação da ilha. Toda a sequência mergulha para nordeste, na região da Fajã d'Água, e para norte, na região do Sorno. A inclinação varia significativamente, mas com tendência para valores acentuados (30 a 40°), o que indica que o vulcanismo ocorreu ao longo de declives submarinos abruptos. Este aspecto fornece uma explicação para a elevada abundância de brechas de *pillows* aflorantes na ilha. Localmente, onde o declive era suave, as lavas extruídas acumularam-se formando empilhamentos densamente condensados onde é quase inexistente a ocorrência de espaços intersticiais preenchidos por sedimentos ou hialoclastitos. Todo este conjunto se encontra actualmente levantado, chegando a atingir os 400 m de altitude acima do nível médio das águas do mar nos sectores de cabeceira do vale da Fajã d'Água.

Tanto os produtos extrusivos como os filões encontram-se truncados por uma superfície erosiva irregular e cobertos, em discordância angular, por material proveniente do vulcanismo subaéreo recente (Unidade Superior).

3.3.2. Unidade Intermédia: complexo intrusivo

Nos sectores sul e leste da orla costeira da Brava afloram essencialmente rochas plutónicas silicatadas e carbonatíticas formando o que se designa de complexo alcalino-carbonatítico.

Em termos composicionais a variabilidade é imensa, contando-se entre os principais tipos litológicos presentes clinopiroxenitos, ijolitos *s.l.*²⁷, sienitos nefelínicos e carbonatitos. É frequente os diferentes litótipos ocorrerem em estreita associação mas apresentando relações geométricas extremamente complexas à escala do afloramento. Por exemplo, na área de Chão de Ouro os piroxenitos aparecem associados a zonas difusas de ijolitos *s.l.* e sienitos nefelínicos, conjunto este atravessado por massas e delgados filões de composição carbonatítica (Fig. 3.9B). Já os sienitos nefelínicos nem sempre ocorrem juntamente com rochas máficas e ultramáficas. Porto dos Ferreiros é um desses casos; aqui estas rochas ocorrem associadas apenas a massas e filões carbonatíticos (Fig. 3.9D). A estreita relação que se observa no campo entre os litótipos de composição máfica e ultramáfica sugere que sejam cogenéticos, sendo interpretados como resultando de processos de acumulação/diferenciação

²⁷ Série alcalina que inclui melteigitos, ijolitos e urtitos. A discriminação dos vários termos litológicos é feita em função da proporção nefelina/clinopiroxena presente na rocha (ver Capítulo 5).

envolvendo magmas de composição ijolítica (ver Capítulo 6). As rochas intrusivas podem, no seu conjunto, ser interpretadas como uma série de câmaras ou bolsadas magmáticas pouco profundas associadas a um episódio magmático cujo testemunho das manifestações vulcânicas já não se encontra preservado na ilha.



Fig. 3.9 - Complexo intrusivo da Ilha Brava: (A) Massa de carbonatitos magnesianos com fácies cristalina (limitado pelo tracejado amarelo) intruída em sienitos nefelínicos (Porto dos Ferreiros), (B) Piroxenitos/ijolitos *s.l.* recortados por filões de natureza carbonatítica (vale a este da cratera do Chão de Ouro), (C) Filonetes de sienitos nefelínicos intruídos numa massa piroxenítica, a sul de Chão de Ouro, e (D) Filão carbonatítico (Rib. de Aguada).

Afloramentos destas rochas podem ser vistos do nível do mar até aos 700 m de altitude, estando igualmente truncados pela mesma superfície erosiva que afecta a sequência submarina. A elevação actual destes materiais relativamente ao nível médio das águas do mar é reflexo do elevado grau de erosão e significativo levantamento a que esta tem sido sujeita. Embora o contacto intrusivo entre esta unidade e a Unidade Inferior nunca tenha sido observado directamente por estar coberto na íntegra pelos depósitos vulcânicos mais recentes, a relação geométrica descrita anteriormente ficou comprovada pelos novos dados de geocronologia absoluta apresentados e discutidos no Capítulo 4.

3.3.3. Unidade Superior: vulcanismo subaéreo pós-evento erosivo

O vulcanismo subaéreo é predominantemente de natureza fonolítica, mas também envolve alguns episódios extrusivos máficos e carbonatíticos de representatividade significativamente menor.

3.3.3.1. Vulcanismo fonolítico

A sequência fonolítica aflorante na Brava teve origem em vulcanismo explosivo freatomagmático e efusivo subaéreo. Os materiais piroclásticos decorrentes da actividade freatomagmática são abundantes e incluem depósitos de *surge*²⁸ e de queda, contendo abundantes fragmentos líticos e *lapilli* acrecionário indicativos do papel da água nos processos eruptivos (Fig. 3.10). Associados ainda a esta actividade vulcânica extrusiva estão camadas espessas e compactas de cinzas consolidadas suportando blocos líticos dispersos de dimensões variáveis, interpretados como fluxos de cinza lamacentos. Já os níveis, pouco espessos, de *lapilli* pomítico de queda correspondem a episódios magmáticos (s.s.) de curta duração que ocorrem durante a actividade freatomagmática. Em contraste, volumosos depósitos de queda de pedra-pomes, como os encontrados no sector sul da cratera de Campo Baixo, representam um estilo de actividade vulcânica do tipo pliniano a sub-pliniano. Depósitos de fluxo piroclástico de pedra-pomes e cinzas (ignimbritos) encontram-se expostos na escarpa de falha do Vigia (ver subcapítulo 3.4 e Fig. 3.11).

Os trabalhos de cartografia realizados durante as missões de campo na Ilha Brava permitiram evidenciar a existência de cerca de 30 crateras freatomagmáticas originadas pelas erupções responsáveis pela maioria dos depósitos piroclásticos fonolíticos que actualmente cobrem grande parte da ilha. Nalguns casos, crateras maiores albergam várias crateras de menores dimensões. A maior destas estruturas na Brava, a cratera de Campo Baixo ($\approx 2.8 \text{ km}^2$), poderá corresponder, na realidade, a uma pequena caldeira. Foram identificadas duas discordâncias estratigráficas na sequência piroclástica, uma exposta no interior da cratera e outra mais a sul (no vale da Ribeira dos Ferreiros; Fig. 3.5), que separam prováveis depósitos pré-, sin- e pós-caldeira. As condutas de outros vinte e dois centros vulcânicos encontram-se seladas por domas.

²⁸ Fluxo piroclástico turbulento constituído por gás e fragmentos de rocha de dimensões e natureza variadas (juvenis, cristais e líticos) associados a diferentes tipos de manifestações vulcânicas, sendo comum em erupções hidromagmáticas.



Fig. 3.10 - Exemplos de testemunhos das manifestações vulcânicas efusiva e explosiva freatomagmática, de natureza fonolítica: (A) doma lávico em Boca de Porco (a NW do Morro das Pedras) onde actualmente funciona uma pedreira, (B) depósito piroclástico de fluxo do tipo *surge* constituído por cinzas, *lapilli* e fragmentos líticos (estrada para a Fajã d'Água), (C) pormenor do depósito (B) mostrando uma figura de impacto produzida por um bloco lítico inserido em níveis de cinzas, e (D) depósito piroclástico de fluxo de cinzas contendo níveis de *lapilli* acrecionário.

Note-se, pela observação das Figs. 3.5 e 3.11, que a distribuição geográfica da grande maioria das crateras existentes se encontra essencialmente restrita à área centro-norte. Os vários alinhamentos de aparelhos vulcânicos que intersectam a ilha reproduzem o controlo estrutural exercido por falhas e fracturas de direcções predominantes NE-SW, ENE-WSW e NNW-SSE (Fig. 3.11).

O vulcanismo efusivo na Unidade Superior está representado por espessas *coulées*²⁹ e domas lávicos. Estes últimos encontram-se essencialmente representados na metade sul da ilha e ainda no litoral norte, podendo atingir um diâmetro máximo de 1.4 km e uma altura de 330 m;

²⁹ *Coulées* são derrames ou escoadas lávicas de composição ácida, e portanto muito viscosas, que apresentam espessura elevada relativamente à largura. Geralmente maciços e por vezes vítreos (obsidiana), estes derrames estão normalmente relacionados com topografias em declive suficientemente elevado para que sejam vencidos os atritos internos, desenvolvendo-se longitudinalmente a partir do centro emissor. Dada a sua viscosidade elevada, os flancos dessas escoadas apresentam bordos elevados, com forte declive, normalmente formados por um talude de blocos.

3. Vulcanoestratigrafia da Ilha Brava

a estrutura mais volumosa (Morro das Pedras) excede os 0.2 km^3 (Madeira et al., 2010). Estes domas distribuem-se segundo os mesmos alinhamentos definidos pelas crateras.

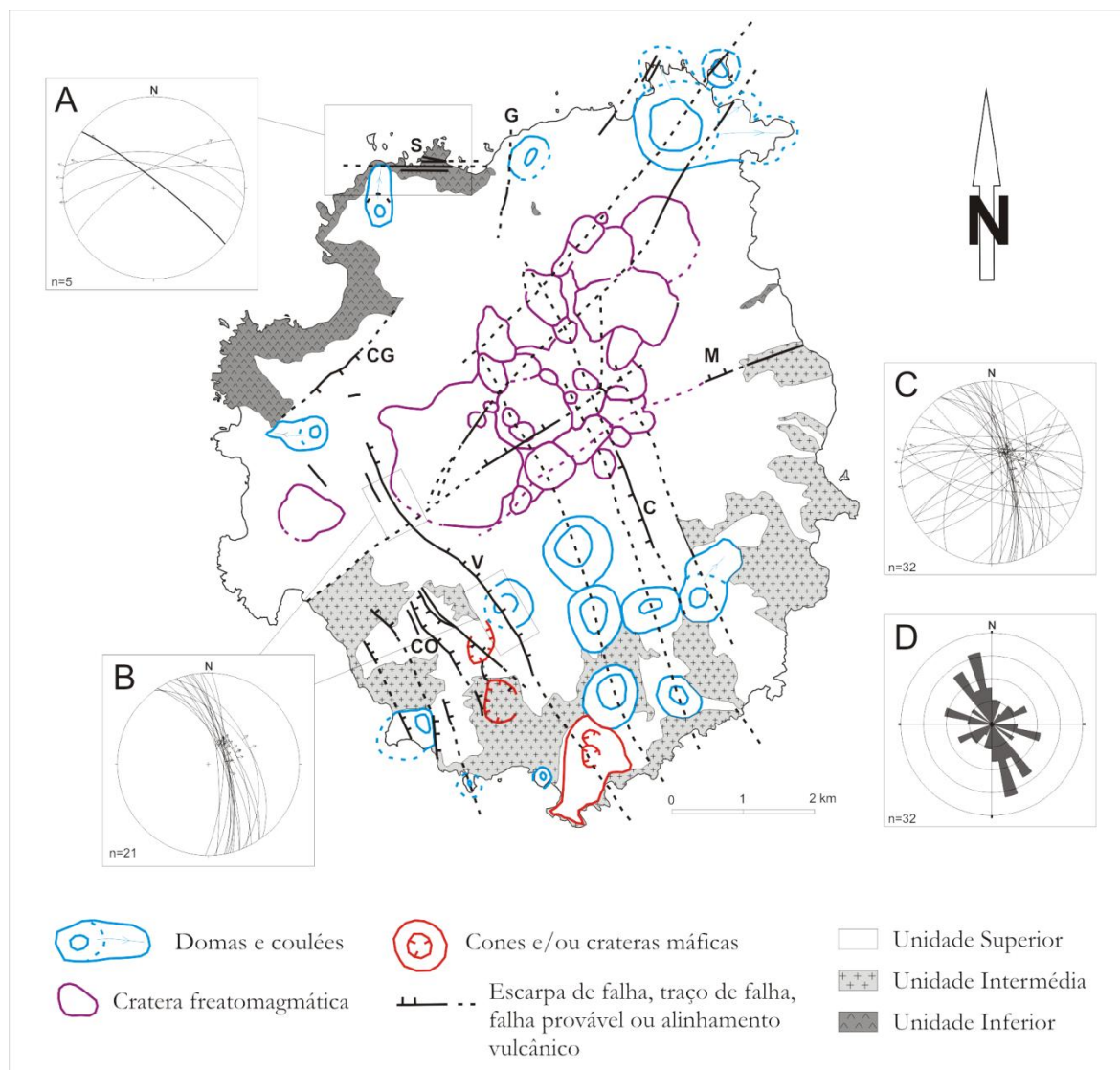


Fig. 3.11 - Mapa esquemático da Ilha Brava mostrando as estruturas tectónicas e vulcano-tectónicas sobrepostas às três unidades estratigráficas principais. G - falha do Monte Gâmbia, S - zona de falha do Sorno, CG - falha Cutelo Gregório, M - zona de falha do Minhoto, C - falha do Cachaço, CO - zona de falha do Chão de Ouro, e V - zona de falha do Vigia. Projeções estereográficas dos principais sistemas de falhas: (A) projecção de 5 falhas e estrias na zona de falha do Sorno; (B) projecção de 21 medições de planos de falha estriados na falha do Vigia, feitas nas áreas de Boca de Porco e Monte Gratão, indicando movimentação em falha normal; (C) projecção de todas as falhas ($n = 32$) medidas no terreno; note-se que existe um grande número de planos com direcções NW-SE a NNW-SSE, na sua maioria correspondendo a medições realizadas na falha do Vigia; (D) rosa vectorial representando as direcções de todas as falhas medidas; os círculos concêntricos correspondem a um intervalo de 5% do número total de medições (5, 10, 15 e 20%). Rede de Schmidt, hemisfério inferior. Retirado de Madeira et al. (2010).

A Zona de Falha do Minhoto que divide os afloramentos das duas unidades que constituem o Complexo Basal, aparentemente separa também o aglomerado de crateras (a norte) do conjunto mais numeroso de domas (a sul). Essa distribuição, espelhando a predominância de distintos tipos de erupções em cada um desses sectores da ilha, está provavelmente relacionada com a presença ou ausência de aquíferos nos dois blocos tectónicos separados pela falha do Minhoto. A provável presença de aquíferos a norte da zona de falha explica o predomínio de testemunhos de actividade freatomagmática nessa região; para sul a interacção do magma com água subterrânea terá sido menos importante. Onde o declive era acentuado, alguns domas deram origem a espessos derrames fonolíticos (*coulées*). O doma do Morro das Pedras, apresentando uma morfologia vulcânica muito bem preservada, corresponde provavelmente a um dos eventos fonolíticos mais recentes que teve lugar nesta ilha. Este corpo extrusivo desenvolveu-se no interior de um vale fluvial que corta os piroxenitos e ijolitos *s.l.*, a sul da vila do Cachaço. Encontra-se praticamente intocado pelos agentes erosivos e desprovido de qualquer tipo de vegetação, o que aponta para uma idade muito recente, provavelmente Holocénica.

3.3.3.2. Vulcanismo máfico

O vulcanismo máfico é escasso na Unidade Superior. Os poucos testemunhos cartografados incluem o cone estromboliano de Alcatraz, a cratera freatomagmática da Achada de Chão de Ouro e depósitos relacionados, e ainda alguns pequenos derrames lávicos quase todos localizados nas encostas nordeste da ilha em associação espacial com os carbonatitos extrusivos. A erupção de Alcatraz constituiu o evento mais importante, com a produção de um cone de cinzas fonolítico e depósitos de queda de *lapilli*. Estes depósitos ocorrem ainda no cimo do doma de Monte Miranda, no rebordo da cratera da Achada de Chão de Ouro e na escarpa de falha do Vigia. A erupção da Achada de Chão de Ouro é posterior à de Alcatraz, tendo dado origem a uma cratera freatomagmática talhada nos sienitos nefelínicos. Os seus produtos cobriram toda a área circundante com um depósito piroclástico rico em fragmentos líticos angulosos de sienito nefelínico, piroxenito e carbonatito. Os depósitos mais próximos do centro emissor contêm abundantes partículas juvenis de composição máfica. Na região de Santa Bárbara - Furna foram identificados vários derrames lávicos de pequenas dimensões aflorantes em posições estratigráficas superiores na sequência vulcânica.

3.3.3.3. Vulcanismo carbonatítico

Um dos mais interessantes resultados dos trabalhos de campo realizados em 2006 e 2007 foi a identificação de cerca de 20 afloramentos de carbonatitos extrusivos não anteriormente referenciados. Este tipo de rocha tinha sido previamente mencionado por Hoernle et al. (2002), quem descreveu brevemente uma única ocorrência junto ao Cachaço.

A descoberta destas rochas posicionadas nos níveis estratigráficos superiores da mais recente das unidades descritas na Brava revestiu-se de particular importância dado que, até ao momento, se considerava que em Cabo Verde e nas Canárias os carbonatitos estavam invariavelmente associados aos complexos basais das ilhas³⁰.

A descrição das suas condições de afloramento, da sua posição estratigráfica e das suas características petrológicas, mineralógicas e geoquímicas já foi objecto de uma publicação recente (Mourão et al., 2010a).

Estas rochas de cor castanho-escuro a negra-acinzentada ocorrem em três áreas: no sector nordeste da ilha, nas proximidades de Nova Sintra (Fig. 3.12B), a sudoeste junto a Campo Baixo (Fig. 3.12A), e a sul, na área de Cachaço e Morro das Pedras (Fig. 3.12C). A maioria dos afloramentos corresponde a formações piroclásticas compreendendo depósitos de queda (*lapilli* e cinzas) e freatomagmáticos, a maioria contendo abundantes fragmentos líticos de fonólitos e, ocasionalmente, de outras litologias. Somente se conhece um afloramento de escoada lávica provável, em Santa Bárbara (Fig. 3.12B).

Próximo à vila de Nova Sintra afloram carbonatitos em dois locais (Fig. 3.12B). Num deles, a 300 m a sul de Santa Bárbara, cinzas carbonatíticas preenchem parcialmente uma cratera larga mas pouco profunda entalhada na encosta nordeste da ilha, formando um pequeno degrau na topografia da ilha. No exterior desta depressão vulcânica, os depósitos adquirem uma textura condensada, correspondendo provavelmente ao que resta de um derrame lávico que progrediu em direcção à costa leste. Estratigraficamente, estes materiais são os mais recentes da área considerada, sobrepondo-se a todas as restantes formações e aflorantes na superfície topográfica.

Na estrada que segue para o Mato Grande, 750 m a sudoeste do centro da vila de Nova Sintra (Fig. 3.12B), os taludes expõem um depósito carbonatítico piroclástico de queda intercalado entre piroclastos freatomagmáticos e um depósito de queda pomítico, ambos de

³⁰ Mais recentemente, Ancochea et al. (2010) demonstraram a existência, na Ilha de São Vicente, de rochas carbonatíticas não estritamente associadas ao Complexo Basal.

composição fonolítica (Fig. 3.13A). Este depósito carbonatítico é composto por cinzas finas estratificadas contendo cristais de biotite e pequenos fragmentos líticos (fonolíticos, da Unidade Superior, piroxeníticos e carbonatíticos, da Unidade Intermédia). O depósito encontra-se deslocado por falhas normais de orientação N-S e truncado por uma superfície erosiva.

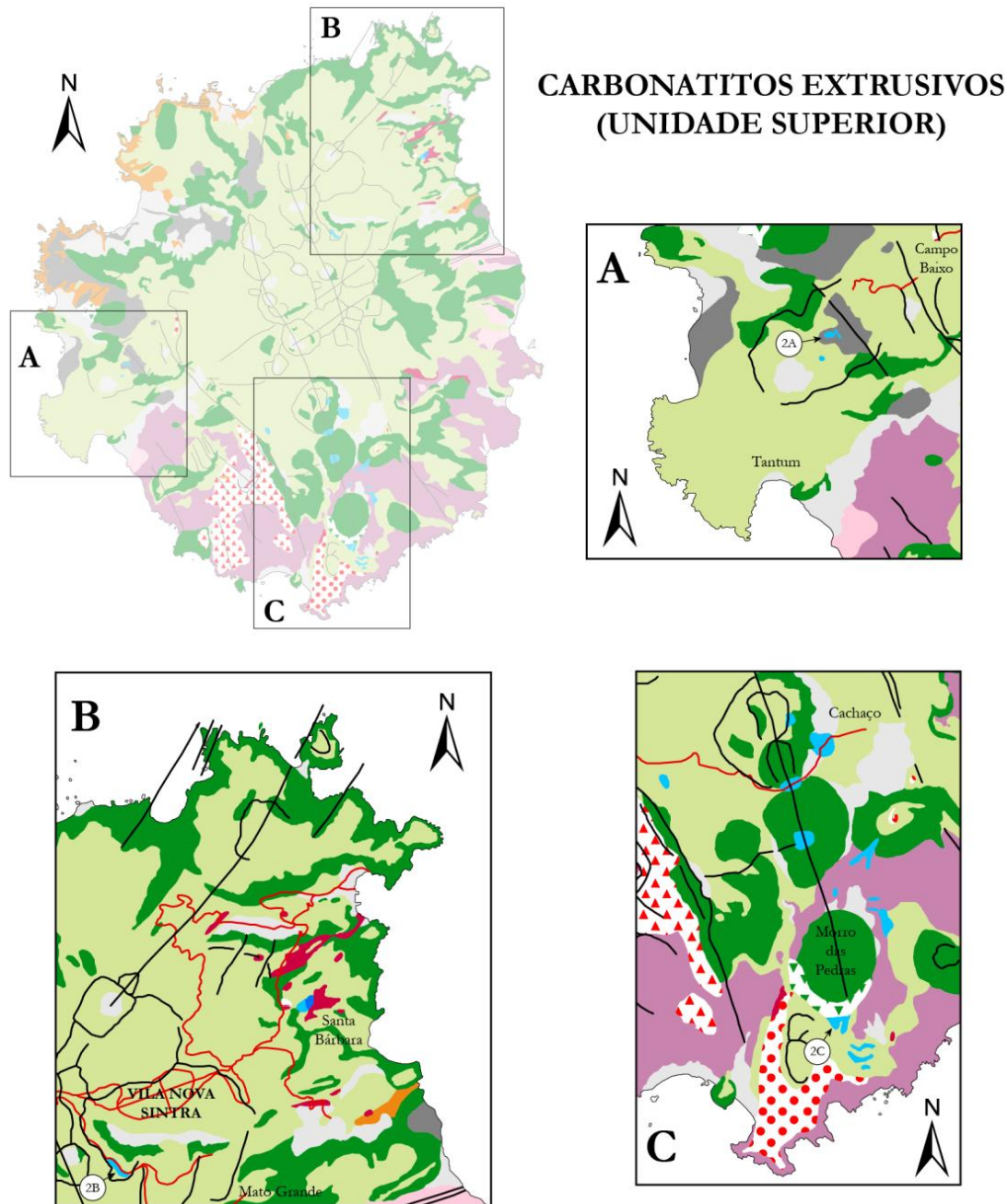


Fig. 3.12 - Mapa esquemático com destaque para a localização dos afloramentos de carbonatitos extrusivos na Brava. Os rectângulos A, B e C delimitam as áreas ampliadas em (A), (B) e (C), respectivamente. A escala e simbologia das ampliações são as mesmas da Fig. 3.6. 2A, 2B e 2C indicam os afloramentos para os quais foram feitos cortes geológicos (ver Fig. 3.13). Retirado de Mourão et al. (2010a).

3. Vulcanoestratigrafia da Ilha Brava

A remobilização sedimentar das cinzas vulcânicas carbonatíticas juntamente com a incorporação de gastrópodes terrestres deu origem aos tufitos carbonatíticos observados a noroeste do depósito principal. Estes materiais correspondem aos mais antigos entre os depósitos carbonatíticos extrusivos identificados.

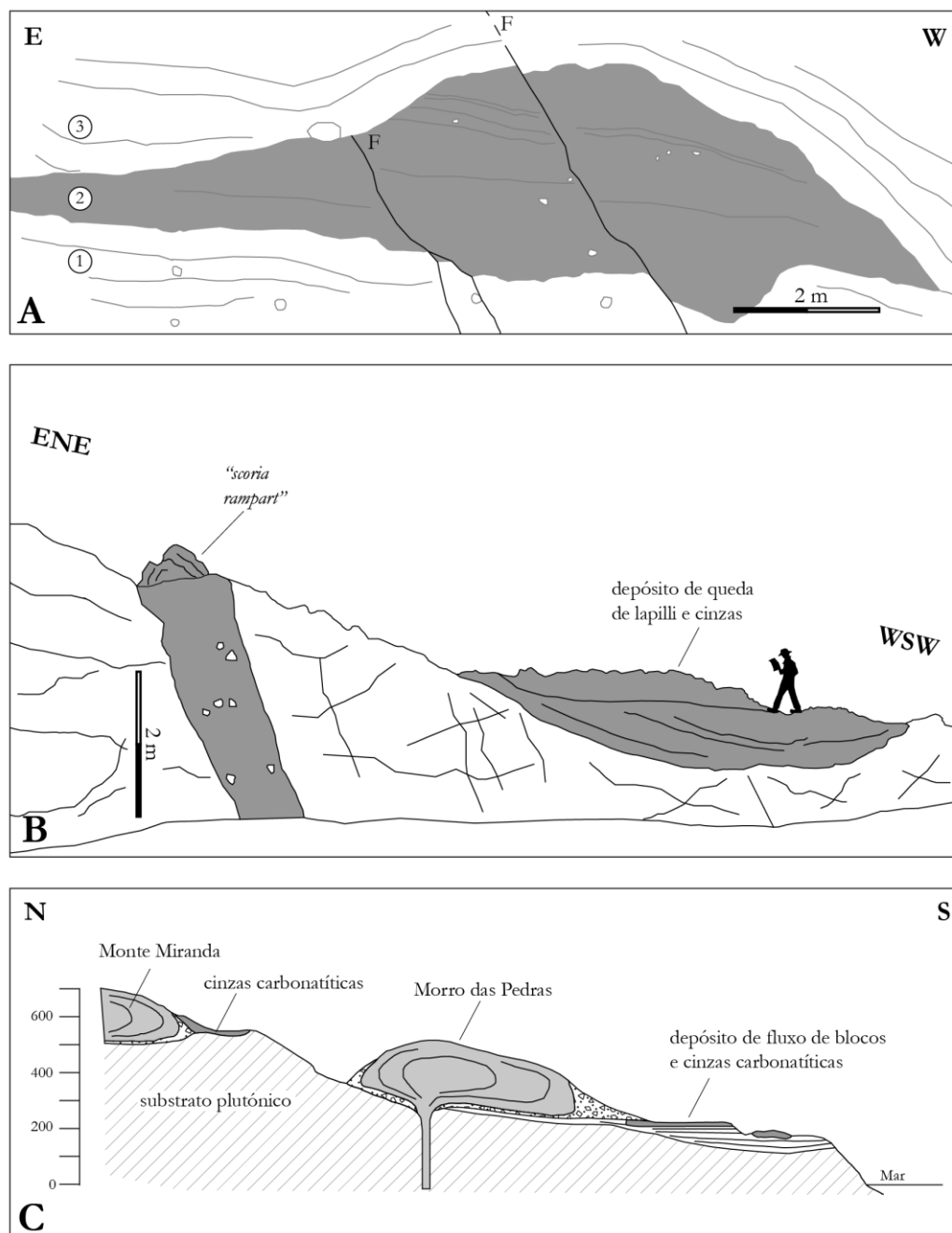


Fig. 3.13 - Perfis geológicos de afloramentos de carbonatitos extrusivos recentes (cinzento escuro); as suas localizações estão assinaladas na Fig. 3.12 (2A, 2B e 2C). (A) Corte na estrada para o Mato Grande: depósitos de cinzas finas carbonatíticas (2) assentes sobre um tufo freatomagmático fonolítico (1) e cobertos por um depósito de queda pomítico grosseiro da mesma composição (3). Entre os dois últimos episódios extrusivos representados houve lugar para a erosão actuar, truncando o depósito carbonatítico. Esta sequência encontra-se deslocada por duas superfícies de ruptura N-S. (B) Corte exposto ao longo da estrada para o Tantom pondo a descoberto um

(cont.) filão carbonatítico, relíquias de um *spatter rampart*, e um depósito de queda de *lapilli* e cinzas. É evidente no campo a presença de margens de arrefecimento e fragmentos líticos no filão. A reprodução do corte foi feita segundo uma perspectiva oblíqua ao mesmo, logo a escala (dada pela barra vertical e pela figura humana) é variável. Alguns aspectos particulares deste afloramento podem ser vistos nas Fig. 3.14C e D. (C) Relações estratigráficas e posicionamento dos depósitos de carbonatitos extrusivos em torno do doma fonolítico do Morro das Pedras. A sul, e parcialmente cobertos por materiais contemporâneos da formação deste doma, encontram-se depósitos de fluxo de blocos e cinzas carbonatíticas. A norte, em posições topográficas elevadas existem vários afloramentos de depósitos de queda de cinzas carbonatíticas, provavelmente pertencentes ao mesmo evento eruptivo. O centro emissor da erupção de carbonatitos deverá estar oculto pelo doma, mais jovem, do Morro das Pedras. Retirado de Mourão et al. (2010a).

Os afloramentos de Campo Baixo (Figs. 3.12A e 3.13B) incluem depósitos piroclásticos de queda, um filão materializando a conduta alimentadora (Fig. 3.14C) e um pequeno hornito ou *spatter rampart*³¹ (Fig. 3.14D). Em corte, aquele depósito é constituído por camadas de *lapilli* vesicular (5 - 10 mm de diâmetro) e um tufo com abundantes cristais de calcite. Os piroclastos estão preservados em dois pequenos afloramentos que cobrem uma área restrita (poucas dezenas de metros quadrados) da topografia actual. Um deles está imediatamente associado ao filão enquanto o outro dista 250 m do centro eruptivo. Esta conduta, de direcção NW-SE e um metro de espessura, apresenta uma textura fragmentada (piroclástica) no seu centro que contrasta com as margens de arrefecimento compactas; contém abundantes fragmentos líticos de dimensões variadas (Fig. 3.14C). Um pequeno hornito ou *spatter rampart* desenvolveu-se no topo do filão, criando uma pequena elevação na topografia (Fig. 3.14D). Estando posicionado estratigraficamente acima dos demais, este depósito representa o evento vulcânico mais recente da região.

Os afloramentos a sul do Morro das Pedras (Figs. 3.12C e 3.13C) correspondem a depósitos piroclásticos de fluxo, mais precisamente escoadas piroclásticas de cinzas e blocos (nuvem ardente). Este material ter-se-á deslocado ao longo de um vale amplo e pouco profundo, formando depósitos com espessuras variáveis (7 m na zona central diminuindo lateralmente) e topo aplanado (Fig. 3.14A). Composicionalmente são constituídos por uma matriz de cinzas carbonatíticas ligeiramente consolidada englobando abundantes fragmentos líticos de natureza exclusivamente fonolítica. Além de fragmentos líticos angulosos podem também ser encontrados clastos de maiores dimensões (40 cm a 3 m de diâmetro), arredondados (mas não polidos) e envolvidos por uma fina película de material carbonatítico compacto negro-acizentado, provavelmente composto por cinzas aglutinadas e parcialmente soldadas (Fig. 3.14B). Contrastando com estes, os fragmentos mais pequenos são angulosos, o

³¹ (Do inglês, “talude de salpicos”) Cristas formadas pela acumulação de salpicos de lava de ambos os lados de uma fissura por onde a lava irrompeu (Lockwood & Hazlett, 2010).

que sugere que os blocos líticos maiores terão sofrido intenso desgaste durante o transporte enquanto os menores, estando imersos em cinzas, terão sido poupados da abrasão. Este depósito é testemunho do penúltimo evento vulcânico na região, o qual antecedeu a formação do imponente doma fonolítico do Morro das Pedras (Fig. 3.3B). A norte, leste e oeste desta estrutura afloram inúmeros pequenos afloramentos de cinzas carbonatíticas, correspondentes a depósitos piroclásticos de queda certamente produzidos durante o mesmo episódio extrusivo. A localização geográfica dos depósitos de fluxo e de queda sugere que o centro eruptivo deste evento vulcânico se encontra actualmente coberto pelo doma do Morro das Pedras.

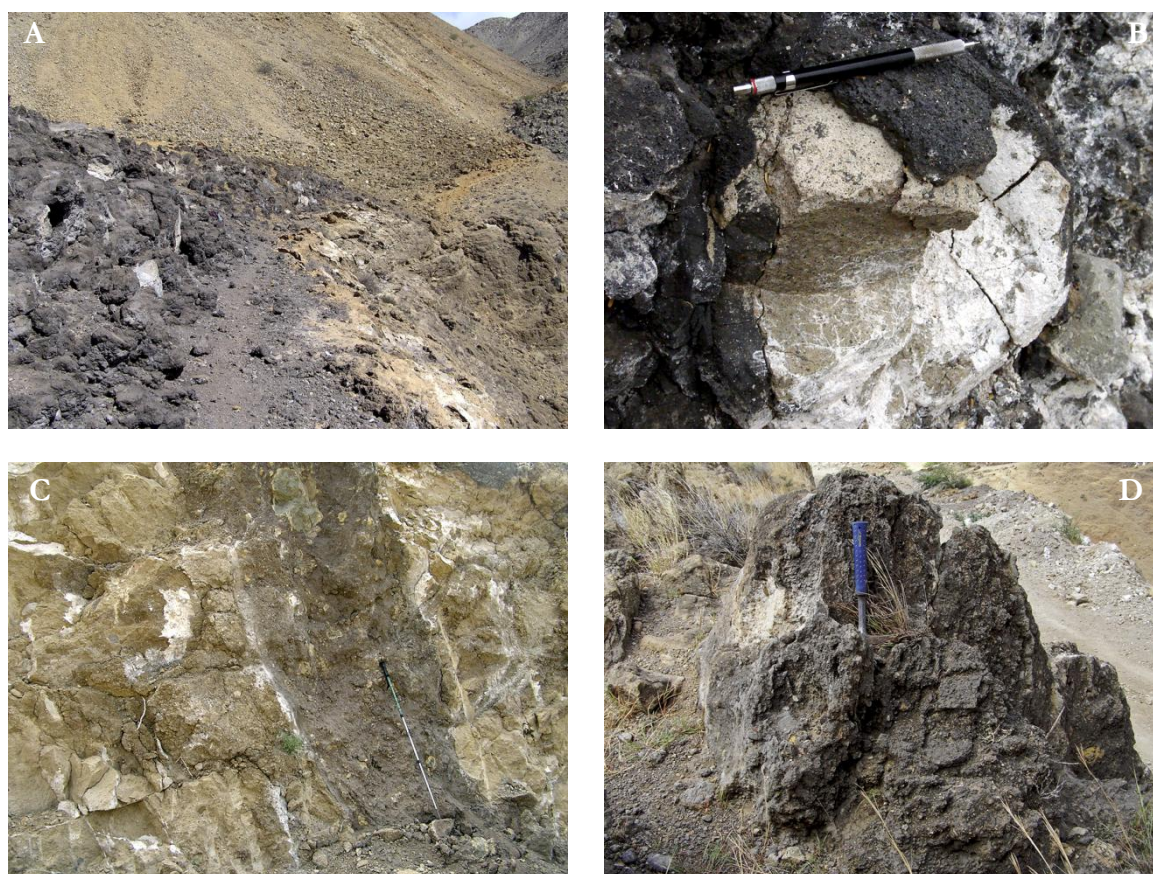


Fig. 3.14 - Fotografias de campo de alguns aspectos particulares dos afloramentos de carbonatitos extrusivos que ocorrem na Ilha Brava. (A) Vista geral do depósito de fluxo de blocos e cinzas carbonatítico da região do Morro das Pedras. O carbonatito nesta imagem pode ser identificado pela sua cor escura. (B) Bloco fonolítico envolto por uma capa de rocha carbonatítica pertencente ao afloramento retratado em (A). (C) Filão carbonatítico com 1 m de espessura aflorante na estrada para o Tatum. Este filão corta um depósito de escorregamento fonolítico intensamente fracturado. (D) Relíquia de um *rampart* assente sobre a superfície topográfica por cima da conduta alimentadora (filão).

Uns quantos outros afloramentos foram identificados a noroeste, oeste e sudoeste da vila do Cachaço (Fig. 3.12C). Na sua maioria parecem corresponder a depósitos de cinzas e *lapilli*

consolidados, evidenciando sinais visíveis de corrosão. O centro emissor destes materiais estaria situado no flanco sudeste do domo fonolítico do Cachaço, onde existem afloramentos carbonatíticos com textura granular resultante de acumulação de *lapilli* e *spatter* grosseiros aglutinados, sugestiva de proximidade do centro eruptivo. Os materiais depositados a oeste terão sido arrastados por ventos de leste. Como os piroclastos carbonatíticos se sobrepõem a todos os restantes depósitos vulcânicos da região, é legítimo considerar uma idade bastante recente para este evento eruptivo.

As relações estratigráficas e estruturais descritas, bem como a distribuição geográfica dos carbonatitos extrusivos, aponta para a ocorrência de pelo menos cinco erupções distintas que terão tido lugar na ilha há relativamente pouco tempo (provavelmente durante o Holocénico - finais do Plistocénico). A erupção mais antiga produziu os depósitos de cinzas do Mato Grande, uma outra está relacionada com o evento do Morro das Pedras, os depósitos do Cachaço representam uma terceira, e os afloramentos de Santa Bárbara e Tantom provavelmente retratam os (quarto e quinto) eventos vulcânicos carbonatíticos mais recentes da ilha.

3.3.4. Depósitos não vulcânicos

As formações sedimentares que se conhecem na Ilha Brava incluem sedimentos marinhos, depósitos resultantes de movimentos de massa, depósitos de vertente, depósitos de praia (areia e cascalho) e aluviões.

Vários afloramentos de sedimentos marinhos, geralmente areias e/ou conglomerados fossilíferos, marcam a presença de praias levantadas a diferentes altitudes. Nas arribas do Sorno, Fajã d'Água e Furna podem encontrar-se relíquias de sedimentos marinhos elevados 125 m, 90 - 100 m, 20 - 30 m, 10 - 15 m e 2 - 5 m. Alguns desses afloramentos correspondem a depósitos sedimentares preservados em entalhes na arriba litoral enquanto que outros se dispõem sobre estreitas plataformas de abrasão marinha. Ao longo da estrada que segue em direcção à Fajã d'Água, podem observar-se sedimentos de uma praia levantada intercalados numa sequência freatomagmática de natureza fonolítica a uma altitude de 100 m acima do nível do mar, assentes sobre a superfície erosiva que corta o Complexo Basal, junto à base da Unidade Superior. Dois pequenos entalhes nos hialoclastitos, a 98 e 95 m, respectivamente (2 e 5 m abaixo da superfície erosiva), permitiram a acumulação de areia e cascalho marinho. Estes depósitos de praia são, portanto, interpretados como sendo contemporâneos das primeiras manifestações do magmatismo mais recente.

A actividade erosiva marinha ficou gravada na paisagem da ilha sob a forma de uma plataforma de abrasão estreita e descontínua e de entalhes esculpidos nas arribas, elevados cerca de 2 a 5 m acima do nível médio das águas do mar. Embora estas plataformas geralmente correspondam a superfícies erosivas desprovidas de depósitos sedimentares, localmente podem albergar pequenas manchas de conglomerados contendo fragmentos de conchas. A sul da vila da Furna encontram-se sedimentos marinhos preservados a 4-5 m acima do nível do mar em sulcos entalhados no vale da Ribeira de Rasque, a poucos metros da foz. Estes depósitos são interpretados como sendo correlativos da plataforma de abrasão marinha e entalhes na arriba, descritos anteriormente.

Nas arribas, vertentes dos vales fluviais profundamente encaixados e encostas das crateras ocorrem grandes acumulações de brechas associadas a importantes eventos de movimentos de massa. Os depósitos mais volumosos, variando entre 0.03 e $7 \times 10^6 \text{ m}^3$ de material, localizam-se nas arribas das baías do Sorno e Fajã d'Água, nos vales fluviais da Fajã d'Água, Ferreiros e Portete, e na cratera da Achada Figueirinha (Madeira et al., 2008b).

3.4. Falhas e lineamentos vulcano-tectónicos

A maioria dos centros vulcânicos (crateras e domas) da Unidade Superior encontra-se distribuída ao longo de falhas ou deslocada por elas (Figs. 3.6 e 3.11), espelhando o controlo tectónico do vulcanismo. As estruturas morfo-tectónicas mais proeminentes correspondem às escarpas de falha do Vigia e do Cachaço, as quais definem um *graben* de orientação NNW-SSE na parte sul da ilha.

As principais direcções tectónicas medidas na Brava (NW-SE a NNW-SSE, NE-SW, N-S e E-W) são semelhantes às observadas na vizinha ilha do Fogo por Brum da Silveira (1997a e 1997b) e Madeira & Brum da Silveira (2005), o que confere a estes sistemas de fracturas um significado regional. A falha do Vigia, com direcção NW-SE a NNW-SSE, apresenta estrias segundo a inclinação do plano de falha, indicando movimentação normal. Um outro importante sistema de falhas, a Zona de Falha do Minhoto, atravessa a ilha segundo uma direcção NE-SW. Esta estrutura é posta em evidência por zonas de rocha brechificada, escarpas e espelhos de falha estriados, vales fluviais lineares na região Minhoto-Baleia (vertente leste) e alinhamentos de crateras na zona aplanada da ilha. Também o vale da Ribeira dos Ferreiros deverá ser controlado por este sistema de falhas, que de resto, como se verifica, desempenha um papel fundamental na evolução vulcano-tectónica da ilha. Esta estrutura

apresenta uma componente de separação vertical significativa, tendo contribuído para o progressivo levantamento do sector sudeste da ilha, onde afloram actualmente as rochas plutónicas da Unidade Intermédia, relativamente ao sector noroeste, onde os produtos resultantes do vulcanismo submarino ocorrem. Contudo, as estrias observadas indicam que a componente de desligamento direito é dominante. Na baía do Sorno, uma outra zona de falha de direcção WNW-ESE a WSW-ENE apresenta características estruturais que indicam uma componente predominante de desligamento. A cinemática destas falhas é compatível com uma compressão máxima orientada segundo a direcção aproximada de E-W. No entanto, este campo de tensões é incompatível com as falhas normais que ocorrem com orientações NW-SE a NNW-SSE (e.g., Falhas do Vigia e Cachaço), sugerindo a influência de diferentes campos de tensões na ilha.

3.5. Amostragem

Como foi referido, o cumprimento dos objectivos para o projecto PLINT e para esta tese implicou a realização de duas campanhas de campo (em 2006 e 2007) à Ilha Brava. Conjuntamente com os trabalhos de vulcanoestratigrafia e cartografia geológica foi realizada uma amostragem abrangente das principais litologias e unidades estratigráficas aflorantes na ilha. A Fig. 3.15 (página seguinte) permite ter uma ideia preliminar da localização das estações onde foi realizada amostragem. No Anexo I encontra-se uma listagem completa da localização exacta de todas as amostras recolhidas.

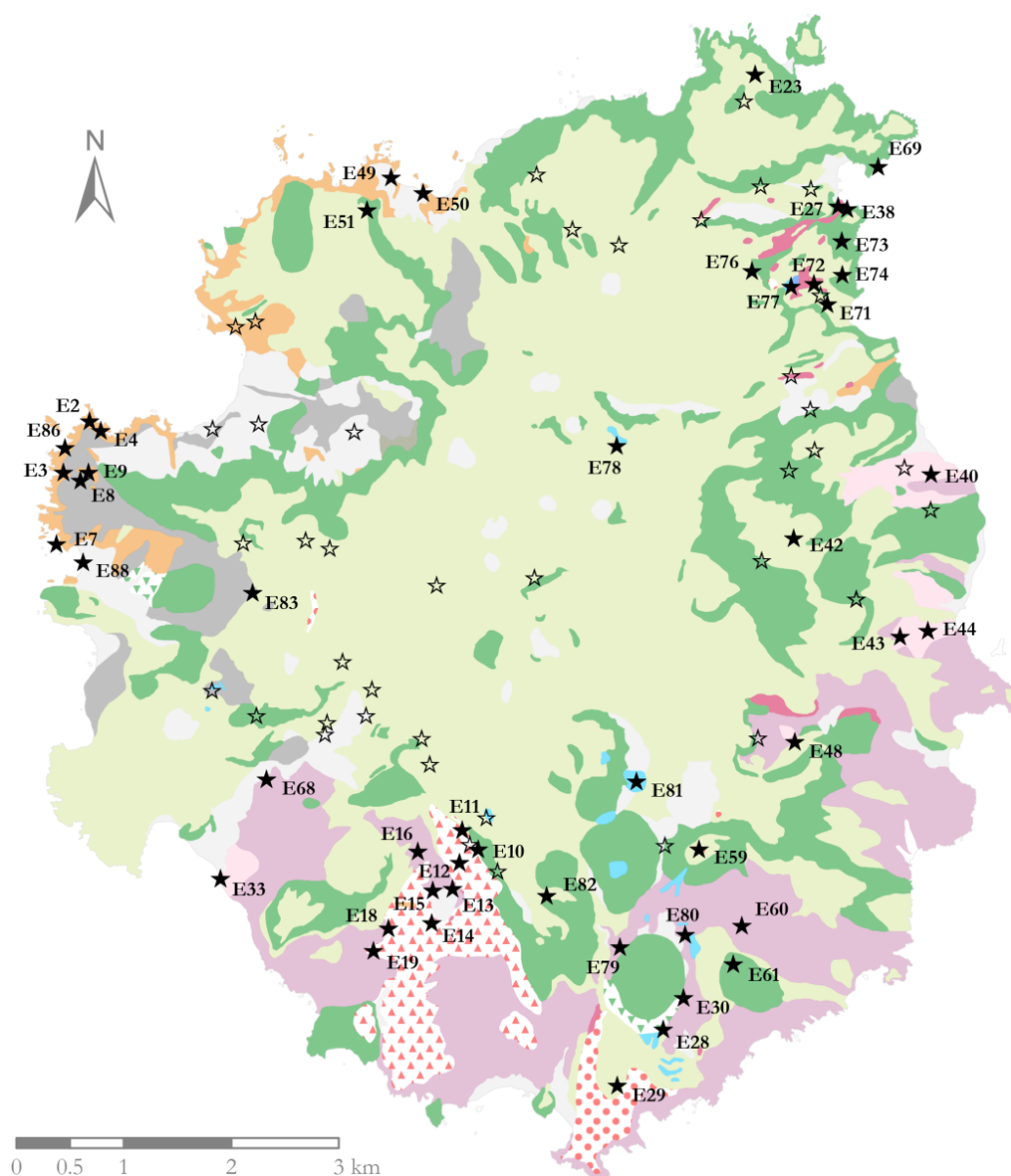


Fig. 3.15 - Localização das estações onde foi realizada amostragem durante as missões de campo de 2006 e 2007. As estrelas negras marcam o local onde foram recolhidas as amostras que posteriormente vieram a ser analisadas (para a obtenção de dados geocronológicos, de microsonda electrónica, litogeoquímicos e/ou isotópicos).



CAPÍTULO 4

Geocronologia
 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Fonte da imagem:

<http://news.nationalgeographic.com/news/2012/12/121031-daylight-savings-time-2012-when-does-fall-back-nation/>

4.1. Introdução

O correcto estabelecimento de um modelo de evolução vulcanoestratigráfica e o constrangimento etário das principais fases de evolução de uma ilha não se fazem hoje em dia sem o recurso à geocronologia isotópica. Neste contexto, e como suporte aos trabalhos de cartografia geológica da Ilha Brava, foi decidido, no âmbito do projecto PLINT, efectuar datações pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ que, não sendo um objectivo fundamental desta tese, podem ser consideradas como um seu sub-produto.

O que neste capítulo se apresenta deve, no entanto, ser considerado como resultado do trabalho conjunto realizado com a colega Sofia Martins, doutoranda do GeoFCUL, no âmbito da preparação do artigo de Madeira et al. (2010) onde estes resultados foram primeiramente apresentados.

4.2. Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Nos últimos anos tem-se assistido a um crescente aumento do número de trabalhos de geocronologia absoluta em rochas de Cabo Verde. Aliás, pelo exposto no subcapítulo 2.5 ter-se-á ficado com uma percepção clara da abrangência desses estudos: com excepção de Santa Luzia, única ilha onde até à data não foram realizados quaisquer estudos geocronológicos, todas as restantes ilhas do arquipélago foram mais ou menos exhaustivamente datadas.

No caso particular da Brava, contudo, os dados de datação radiométrica eram, à altura do início desta tese, escassos e, nalguns casos, incongruentes com as observações no campo. As primeiras determinações em rochas desta ilha foram realizadas por Bernard-Griffiths et al. (1975) através do método K-Ar. Estes autores obtiveram idades de 2.4 ± 0.2 e 5.9 ± 0.1 Ma para um nefelinito de Ponta do Padre e um fonólito do Alto do Sorno, respectivamente. Ora, os trabalhos de campo realizados recentemente na ilha, dos quais resultou a publicação de uma carta geológica à escala 1:25 000 (Madeira et al., 2010), demonstraram claramente que os fonólitos se integram na Unidade Superior, ou seja, foram gerados durante os estágios mais recentes de vulcanismo subaéreo, o que, colidindo com a informação que se retirava daquelas datações, as invalidou. Decorridas quase três décadas, Hoernle et al. (2002) apresentam uma

única datação K-Ar (2.1 Ma) obtida num calciocarbonatito intrusivo pertencente à Unidade Intermédia.

Muito recentemente, e ainda no âmbito do projecto que serviu de suporte a esta tese (PLINT), catorze amostras criteriosamente seleccionadas foram datadas através do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, por forma a colmatar a quase inexistência de dados geocronológicos fidedignos para a Ilha Brava. A localização geográfica das mesmas encontra-se representada na Fig. 4.1, podendo as suas coordenadas serem consultadas no Anexo I.

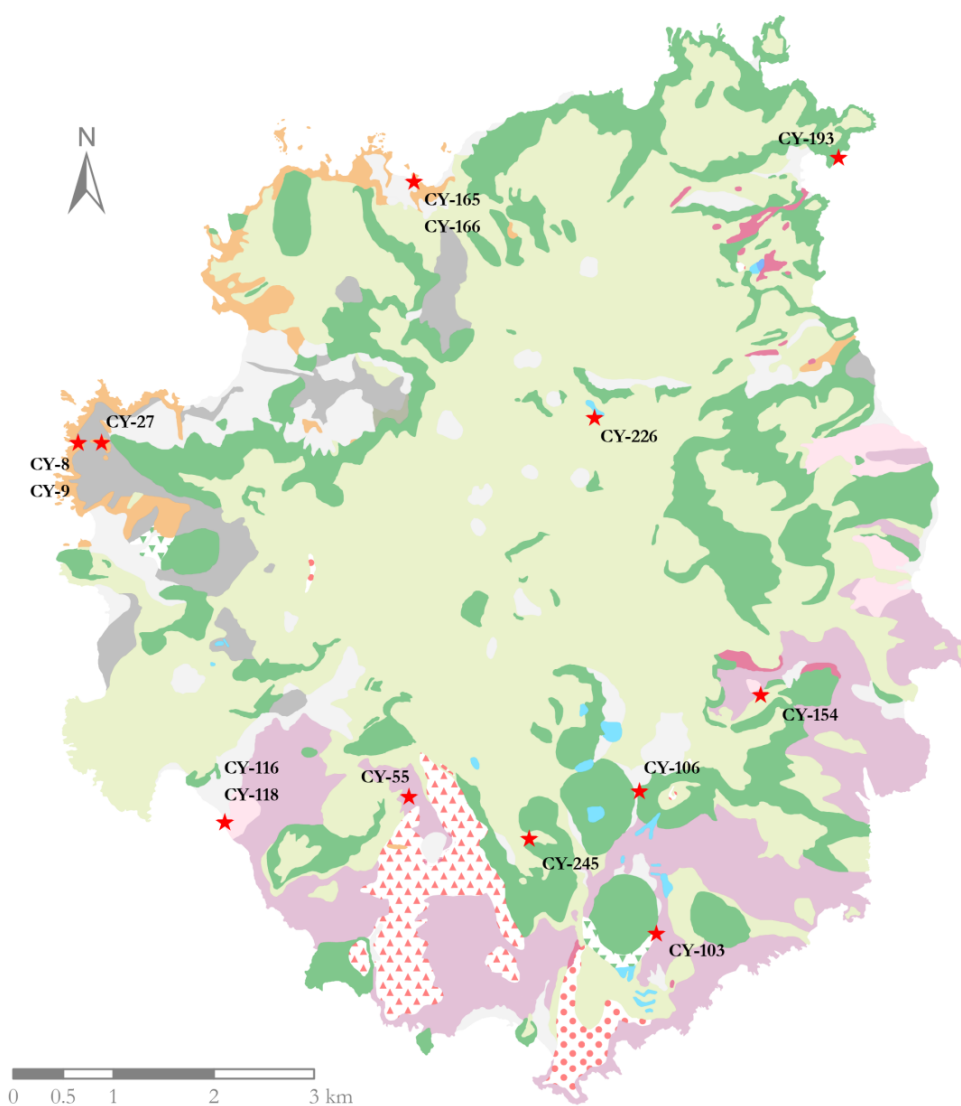


Fig. 4.1 - Mapa geológico da Ilha Brava onde estão indicadas as localizações das amostras datadas (estrelas vermelhas). Foram seleccionadas as litologias mais representativas que afloram nas principais unidades estratigráficas definidas (Inferior, Intermédia e Superior).

As amostras foram escolhidas com base na sua posição estratigráfica bem como nas suas características litológicas e geoquímicas. Assim sendo, abrangem toda a sequência estratigráfica exposta (Unidade Inferior: quatro amostras, Unidade Intermédia: seis amostras, Unidade Superior: quatro amostras) e incluem tanto rochas silicatadas (piroxenitos, basaltos s.l., sienitos nefelínicos e fonólitos) como carbonatíticas (Tabela 4.1).

As idades aqui apresentadas para as catorze amostras foram determinadas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ no *Noble Gas Mass Spectrometry Laboratory of the Oregon State University* (Corvallis, EUA), dirigido por Robert Duncan e realizadas por John Huard. Neste laboratório, os materiais analisados em cada uma delas foram seleccionados de acordo com constrangimentos granulométricos e mineralógicos específicos.

4.2.1. O método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$: uma breve revisão

A descrição pormenorizada da metodologia e procedimento analítico pode ser encontrada no Anexo III. No entanto, e com o intuito de enquadrar o leitor na terminologia técnica específica que este assunto exige, uma breve nota introdutória será apresentada nas linhas que se seguem.

O método de datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ deriva directamente do método $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$, o qual mede a acumulação do isótopo-filho radiogénico ^{40}Ar , gerado pelo decaimento radioactivo natural do isótopo-pai, ^{40}K . Desta forma, é possível obter um valor de idade a partir do conhecimento da razão $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$. Dadas as contrastantes afinidades químicas do potássio e do árgon, a quantidade de isótopo-pai (^{40}K) e de isótopo-filho (^{40}Ar) é determinada em diferentes fracções da amostra utilizando diferentes métodos analíticos, o que impõe limitações a esta metodologia.

Por sua vez, o método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, cujos princípios foram estabelecidos por Merrihue (1965), Merrihue & Turner (1966) e Mitchell (1968), baseia-se na formação de ^{39}Ar por irradiação da amostra num reactor nuclear, sob um fluxo de neutrões suficientemente elevado que induz a desintegração do ^{39}K . Tendo em conta que a razão $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ representa uma proporção natural constante, a análise do ^{39}Ar vai substituir a do ^{40}K no método K-Ar convencional. A principal vantagem deste método reside no facto de não ser necessário medir a concentração do potássio, sendo apenas quantificados os isótopos de árgon, eliminando, assim, problemas relacionados com o uso de diferentes metodologias de análise e com a análise de distintos materiais numa mesma amostra.

A extracção do árgon da amostra é efectuada por aquecimento em etapas (ou incremental)³², tendo início a temperaturas bastante abaixo da temperatura de fusão do material. O gás extraído em cada etapa é analisado isotopicamente; para cada razão $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ é, então, calculado um valor de idade que recebe a designação de idade aparente. Os resultados alcançados em cada etapa para as várias amostras analisadas podem ser encontrados no Anexo IV.1 (somente em suporte electrónico).

4.2.2. Apresentação e interpretação dos resultados $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

A partir dos resultados derivados do aquecimento incremental da amostra, dois valores de idade podem ser determinados: idades-*plateau*³³ e isócrona.

As idades-*plateau* são obtidas através da análise de diagramas de espectro de idades³⁴, como o representado na Fig. 4.2. Nestes diagramas são projectadas as idades aparentes, e respectivos erros analíticos, para cada fracção de gás extraído em cada intervalo de temperatura (eixo dos YY) contra a percentagem acumulada de ^{39}Ar (eixo dos XX); os intervalos de temperatura de extracção aumentam no mesmo sentido que o eixo dos XX. Um *plateau* é definido quando uma série de pelo menos três secções adjacentes do espectro de idades contém no mínimo 50% do total de ^{39}Ar extraído, sendo as respectivas idades concordantes para um nível de confiança de 95% (Fleck et al., 1977; Baksi, 2003).

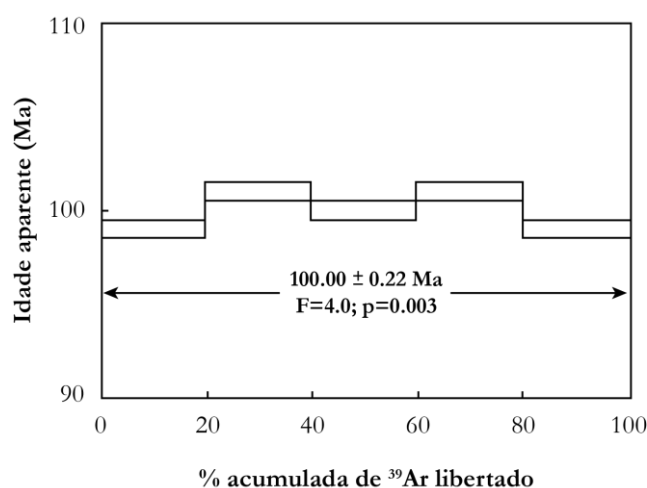


Fig. 4.2 - Exemplo de um diagrama de espectro de idades construído com base em dados hipotéticos (retirado de Baksi, 2006).

³² Na terminologia inglesa, “*incremental step heating*”.

³³ Em português, *patamar*. Por concordância com a terminologia internacional optou-se, ao longo deste trabalho, pela utilização do termo *plateau*.

³⁴ Na terminologia inglesa, “*age-spectrum plot*”.

Os resultados de árgon obtidos por aquecimento incremental podem também ser projectados em diagramas de correlação isotópica. A principal vantagem destes diagramas reside no facto de permitirem a detecção de excesso de ^{40}Ar incorporado na rede cristalina dos minerais, o que acontece sempre que $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} > 295.5$, i.e., que a referida razão apresenta valores superiores ao atmosférico.

Nos diagramas de espectro de idades, as razões $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ referentes a cada etapa de aquecimento são corrigidas subtraindo-se-lhe a componente não-radiogénica de $^{40}\text{Ar}^{35}$ (Eq. 4.1), assumindo que qualquer árgon não-radiogénico contido no material apresenta uma composição atmosférica. Considerando que a razão $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ na atmosfera terrestre é igual a 295.5, a quantidade de ^{40}Ar não-radiogénico é, então, calculada a partir da abundância do isótopo estável ^{36}Ar que foi medida na amostra. A desvantagem deste método é que, quando presente, qualquer vestígio de ^{40}Ar não-radiogénico adicional, ou seja, excesso de ^{40}Ar que possa eventualmente ter sido incorporado no mineral, torna-se impossível de ser detectado. Assim, efectuada a correcção, todo o ^{40}Ar na amostra (incluindo o que está em excesso) é tomado como tendo resultado do decaimento do ^{40}K , o que leva ao incremento da respectiva idade aparente calculada.

$$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar} = (^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{med}} - 295.5 (^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{med}} \quad \text{Eq. 4.1}$$

Os diagramas de correlação isotópica permitem avaliar de certa forma quais os intervalos de razões $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ são mais adequados para a definição dos *plateaux* nos diagramas de espectro de idades. São dois os tipos de diagramas de correlação isotópica: diagrama de isócrona normal ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ *versus* $^{39}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$) e diagrama de isócrona inversa ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ *versus* $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$). Na esmagadora maioria dos trabalhos publicados no domínio da geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ verifica-se uma notória tendência para a utilização das isócronas inversas. Assim é porque neste tipo de representação gráfica o ^{36}Ar , que é o isótopo presente em mais baixa concentração, e portanto tem associado um maior erro analítico, apenas se encontra restrito ao

³⁵ A componente não-radiogénica de ^{40}Ar engloba todo o árgon que não resultou do decaimento radioactivo de K, ou seja: *i*) o árgon atmosférico que inevitavelmente é introduzido no espectrómetro de massa juntamente com a amostra; *ii*) o árgon incorporado na rede cristalina do mineral, o qual consiste em árgon atmosférico com ou sem uma componente de excesso de ^{40}Ar ; *iii*) o excesso de ^{40}Ar que é libertado de outras fases minerais ricas em K, normalmente durante um qualquer evento térmico, e que fica aprisionado no mineral de interesse à medida que se dá o arrefecimento e *iv*) o árgon atmosférico, com razão $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ igual a 295.5. A estes acresce ainda o árgon cosmogénico e o produzido por indução neutrónica (Kuiper, 2002).

numerador de um dos eixos (Kuiper, 2002). Como tal, também aqui será considerado este tipo de diagrama em detrimento do diagrama de isócrona normal.

Nos diagramas de isócrona inversa (Fig. 4.3) projectam-se as razões $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ *versus* $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$, calculando-se a linha que melhor se ajusta aos dados - a isócrona. O valor encontrado na intersecção da recta de correlação com o eixo dos XX ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) revela a idade da amostra enquanto a intersecção da mesma com o eixo dos YY ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) representa a razão inicial $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ expectável numa situação de total ausência de árgon radiogénico, idealmente coincidente com a razão atmosférica [$1/(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{atm}} \sim 0.0034$]. Quando tal não acontece, verifica-se um desvio entre aquele valor e o valor da ordenada na origem, reflectindo assim a proporção do excesso de ^{40}Ar aprisionado no mineral.

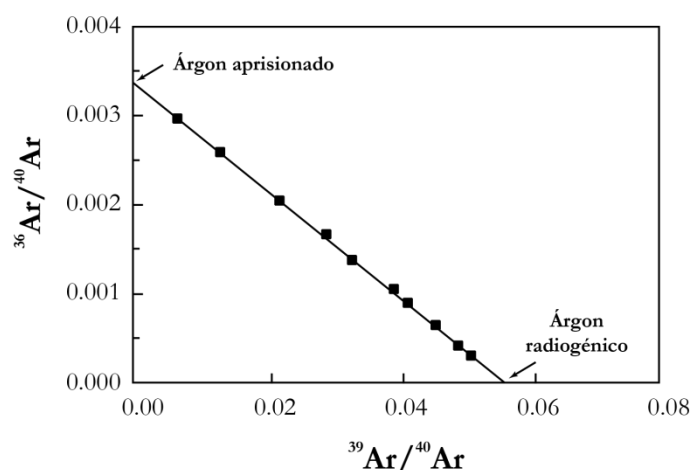


Fig. 4.3 - Exemplo de um diagrama de isócrona inversa, construído com dados hipotéticos. A intersecção da recta de correlação com o eixo dos YY ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) dá o valor da componente de árgon aprisionado, enquanto que a intersecção com o eixo dos XX ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) dá uma estimativa da composição de árgon radiogénico a partir do qual é calculada a idade da amostra (retirado de Kuiper, 2002).

4.2.3. Avaliação dos resultados

Quer os dados sejam projectados na forma de isócronas ou de espectro de idades, a sua validade terá que ser testada estatisticamente para que melhor se possa avaliar a sua qualidade.

No primeiro caso, sabendo que ambas as coordenadas X e Y apresentam um erro associado, o declive da recta que melhor se ajusta aos dados - a qual eventualmente terá um significado de idade - é dada pelo método dos mínimos quadrados (York, 1969). O parâmetro que mede a qualidade do ajuste³⁶, em conjunto com o número de pontos que definem a recta, deve ser avaliado em termos de confiabilidade estatística (normalmente para um intervalo de

³⁶ Na terminologia inglesa, "goodness of fit".

confiança de 95%), usando para tal tabelas de distribuição Qui-Quadrado (e.g., Baksi, 1999). Se o grau de dispersão dos dados for importante deve-se rejeitar o valor de “idade” obtido uma vez que este não é fidedigno.

Outro método de avaliação mais simples consiste na análise dos diagramas de espectro de idades e na determinação do grau de confiabilidade que os *plateaux* oferecem. Como definido anteriormente, as diferentes secções de um *plateau* representam valores de idades aparentes que devem sobrepor-se entre si (ver subcapítulo 4.2.2). Importa, então, avaliar essa sobreposição, ou dito de outra forma, estimar o quanto as idades dadas por cada secção diferem estatisticamente umas das outras. Essa quantificação é feita através do cálculo do desvio quadrático médio ponderado (MSWD³⁷), que se traduz pela Eq. 4.2. Este parâmetro mede o desvio das idades aparentes (t_i) referentes a cada secção do *plateau*, mais os respectivos erros associados (σ^2), em relação ao valor médio das idades (T , idade-*plateau*) (Eq. 4.3). N é o número de secções contíguas consideradas (Baksi, 2006).

$$\text{MSWD} = \sum [(t_i - T)^2 / \sigma^2] / (N - 1) \quad \text{Eq. 4.2}$$

$$T = \sum (t_i / \sigma^2) / \sum (1 / \sigma^2) \quad \text{Eq. 4.3}$$

O valor do erro-padrão da média³⁸ é calculado pela seguinte expressão (Eq. 4.4):

$$\text{EPM} = 1 / \sqrt{[\sum (1 / \sigma^2)]} \quad \text{Eq. 4.4}$$

É importante compreender que para atestar o grau de confiabilidade dos resultados através do teste do Qui-Quadrado, o valor de MSWD deve ser apreciado sempre em conjunção com o número de etapas de aquecimento considerado (N). Isto é válido quer o seu valor tenha sido determinado a partir de diagramas de espectro de idades, quer através de isócronas.

Para a utilização daquele teste estatístico dois parâmetros são tidos em consideração. Um deles diz respeito ao número de graus de liberdade do conjunto de dados (ν), sendo igual a $N-1$ para o caso de cálculos referentes a *plateaux* e $N-2$ para o caso de cálculos efectuados para

³⁷ Acrónimo da expressão inglesa “Mean Square Weighted Deviate”.

³⁸ Na terminologia inglesa, “standard deviation on the mean (SEM)”. Sendo uma medida de dispersão, permite medir a precisão com que a média populacional foi estimada.

isócronas. O outro parâmetro consiste no valor de Qui-Quadrado, obtido multiplicando o valor de MSWD por ν (número de graus de liberdade do conjunto de dados). Com esses dois parâmetros determina-se, através da consulta de tabelas de Qui-Quadrado, os valores de probabilidade de ocorrência (p). Quando $p < 0.05$ (para um intervalo de confiança de 95%), a idade (*plateau* ou isócrona) deverá ser rejeitada (Baksi, 2006).

4.2.4. Resultados obtidos em amostras da Ilha Brava

Os dados geocronológicos aqui apresentados foram todos obtidos por aquecimento incremental em separados de minerais, matriz e rocha total, perfazendo um total de 14 amostras analisadas. Os resultados foram processados usando o *software* ArArCALC v2.40 de Koppers (2002), disponibilizado no *website* <http://earthref.org/tools/ararcalc.htm>, e encontram-se compilados na Tabela 4.1. A informação analítica completa pode ser encontrada no Anexo III. A menos que de outra forma referido, os valores dos erros aqui mencionados dizem respeito a um intervalo de confiança de 95% (2σ).

Tabela 4.1 - Sumário das idades determinadas para as amostras da Ilha Brava. Os valores em negrito correspondem às idades consideradas mais adequadas enquanto os sublinhados foram considerados inaceitáveis. F é desvio quadrático médio ponderado (MSWD) e p é a probabilidade de ocorrência para um intervalo de confiança de 95%. A constante de decaimento do $^{40}\text{K}_{\text{total}}$ é 5.543×10^{-10} (Beckinsale & Gale, 1969) e a razão $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ atmosférica igual a 295.5.

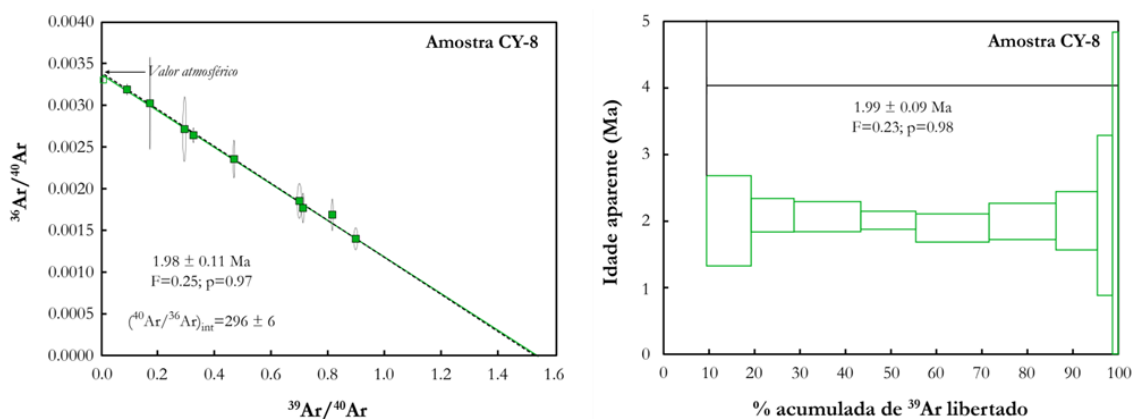
Amostra		Plateau						Isócrona			
		Idade-plateau (Ma $\pm 2\sigma$)	nº increm. (nº total)	^{39}Ar (% total)	K/Ca ($\pm 2\sigma$)	MSWD (F)	P	Idade-isócrona (Ma $\pm 2\sigma$)	intersecção $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	MSWD (F)	P
UNIDADE INFERIOR	CY-193	<u>0.034 \pm 0.021</u>	10 (10)	100.0	1.44 \pm 0.49	0.76	0.65	<u>0.007 \pm 0.008</u>	297 \pm 1	0.42	0.91
	CY-106	0.240 \pm 0.010	8 (10)	92.9	38.14 \pm 3.38	0.07	0.99	0.238 \pm 0.032	296 \pm 6	0.08	0.99
	CY-27	0.253 \pm 0.048	11 (11)	100.0	5.85 \pm 7.58	0.80	0.63	0.249 \pm 0.010	297 \pm 4	0.76	0.64
	CY-226	<u>0.50 \pm 0.29</u>	12 (12)	100.0	3.38 \pm 1.28	0.11	0.99	<u>0.52 \pm 0.58</u>	295 \pm 2	0.12	0.99
UNIDADE INTERMÉDIA	CY-154	1.36 \pm 0.02	10 (13)	73.6	15.87 \pm 2.36	0.55	0.84	1.30 \pm 0.11	303 \pm 13	0.45	0.89
	CY-103	-	-	-	-	-	-	1.46 \pm 0.05	435 \pm 15	0.77	0.51
	CY-116	1.55 \pm 0.01	10 (16)	68.3	4.89 \pm 1.02	0.30	0.98	1.55 \pm 0.11	296 \pm 26	0.34	0.95
	CY-55	1.58 \pm 0.03	6 (12)	71.1	0.150 \pm 0.004	0.30	0.91	1.56 \pm 0.14	308 \pm 59	0.32	0.86
	CY-118	1.77 \pm 0.03	6 (14)	71.7	11.30 \pm 4.74	0.84	0.52	1.68 \pm 0.13	319 \pm 33	0.49	0.74
	CY-245	-	-	-	-	-	-	1.95 \pm 0.38	474 \pm 38	0.00	1.00
UNIDADE SUPERIOR	CY-8	1.99 \pm 0.09	9 (10)	90.5	0.019 \pm 0.018	0.23	0.99	1.98 \pm 0.11	296 \pm 6	0.25	0.97
	CY-9	2.17 \pm 0.03	5 (10)	72.9	0.54 \pm 0.12	1.23	0.30	2.16 \pm 0.04	297 \pm 4	1.53	0.21
	CY-165	-	-	-	-	-	-	2.28 \pm 0.13	295 \pm 3	0.22	0.95
	CY-166	2.92 \pm 0.11	5 (11)	73.1	0.047 \pm 0.017	0.13	0.97	2.90 \pm 0.35	297 \pm 30	0.17	0.92

Os resultados obtidos foram projectados em diagramas de isócronas e espectro de idades, os quais se encontram representados nas figuras que se seguem. Das 14 amostras analisadas, nove apresentam idades-*plateau* bem definidas e não carecem de maiores comentários. São elas: CY-106, CY-27, CY-154, CY-116, CY-55, CY-118, CY-8, CY-9 e CY-166). As restantes cinco amostras (CY-193, CY-226, CY-103, CY-245 e CY-165) evidenciam algumas perturbações nos seus espectros que merecem alguma discussão.

4.2.4.1. Unidade Inferior

Como representativas do vulcanismo submarino que define esta unidade estratigráfica foram seleccionadas quatro amostras, entre as quais se contam dois nefelinitos melilíticos (CY-8 e CY-9), um basanita (CY-166) e um foidito (CY-165)³⁹. As três primeiras forneceram idades-*plateau* bem definidas, iguais a 1.99 ± 0.09 , 2.17 ± 0.03 e 2.92 ± 0.11 Ma, respectivamente (Tabela 4.1 e Fig. 4.4), tendo sido escolhidas em detrimento das isócronas pelo seu mais baixo erro (maior precisão). Além disso, o facto das isócronas indicarem razões $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ iniciais indistinguíveis (dentro do intervalo de erro) da razão atmosférica (295.5) garante, à partida, a ausência de argon radiogénico adquirido na altura do fecho do sistema.

A amostra CY-165, por outro lado, apresenta um padrão de espectro de idades bastante irregular, que é mais notório para as temperaturas mais baixas. Portanto, neste caso, a idade indicada pela isócrona (2.28 ± 0.13 Ma) constituiu a escolha preferível. Todavia, não fosse a idade aparente revelada pelo penúltimo incremento (1300 °C) mais antiga que o expectável, teria sido possível considerar um *plateau*. Este aumento da idade pode ser explicado pela presença de inclusões de material mais antigo no interior dos grãos de horneblenda (e.g., Kelley, 2002).



³⁹ A nomenclatura das amostras está de acordo com as recomendações da Subcomissão da Sistemática de Rochas Ígneas da IUGS (Streckeisen, 1978). Veja-se Capítulo 6.

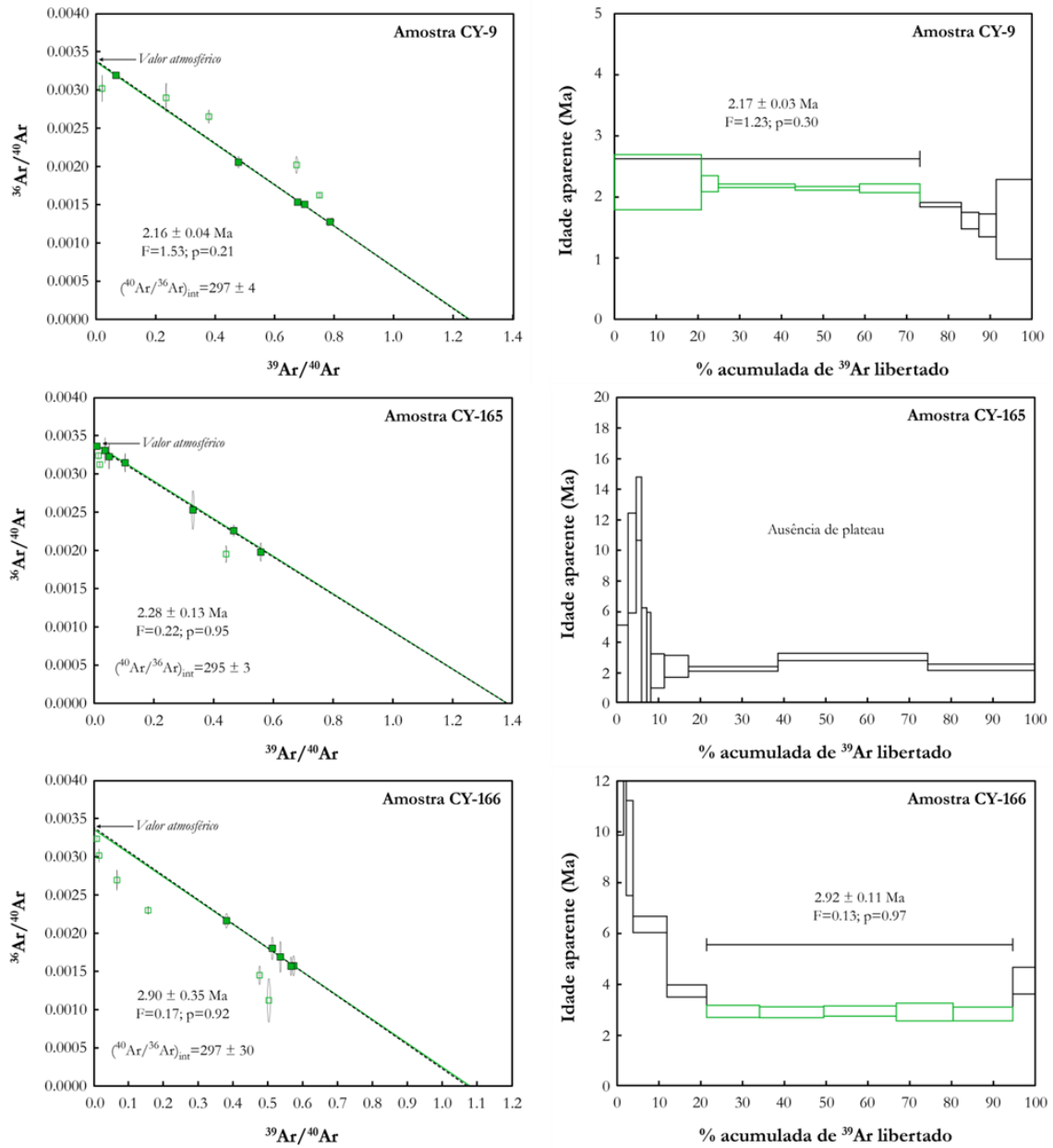


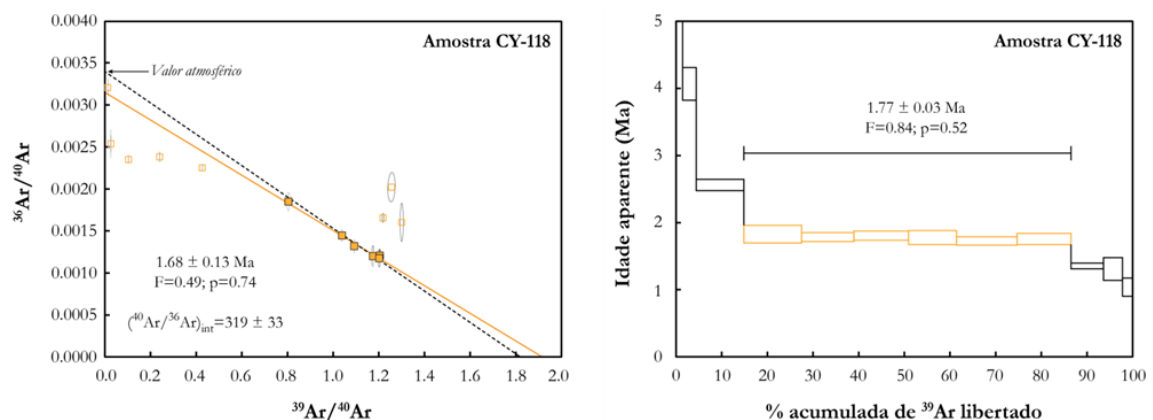
Fig. 4.4 - Diagramas de isócronas inversas (à esquerda) e espectro de idades (à direita) resultantes dos aquecimentos incrementais das amostras da Unidade Inferior da Ilha Brava. A recta a tracejado representa a isócrona traçada para uma situação ideal onde a razão $^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ não foi afectada por ganho ou perda de árgon, igualando assim o valor atmosférico [$1/(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{atm}} \sim 0.0034$]. Os incrementos representados a verde foram os resultados seleccionados para o cálculo das idades-plateau e idades-isócrona, as quais se encontram igualmente referenciadas nos respectivos diagramas. F e p correspondem, respectivamente, ao desvio quadrático médio ponderado (MSWD) e a probabilidade de ocorrência para um intervalo de confiança de 95%. A razão $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{int}}$ é dada pela intersecção da isócrona (a verde) com o eixo dos YY ($^{36}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$).

4.2.4.2. Unidade Intermédia

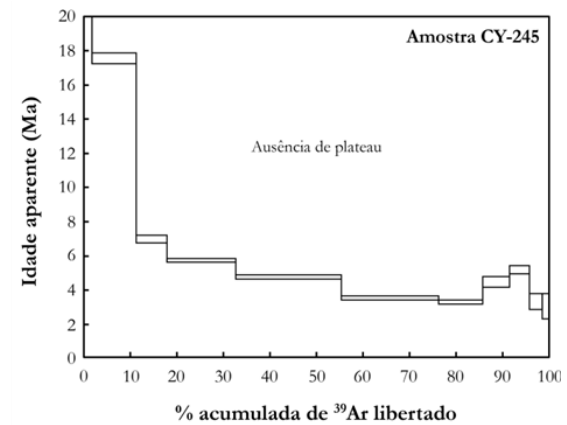
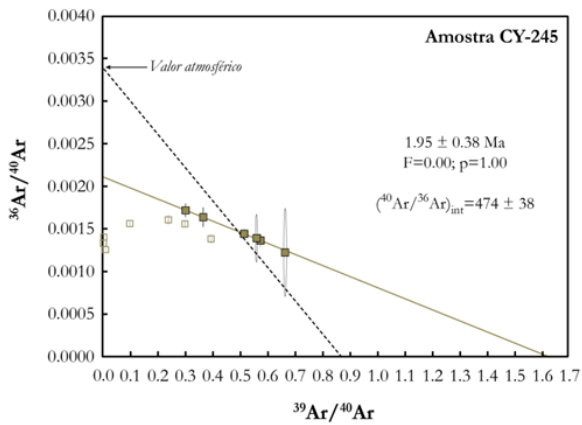
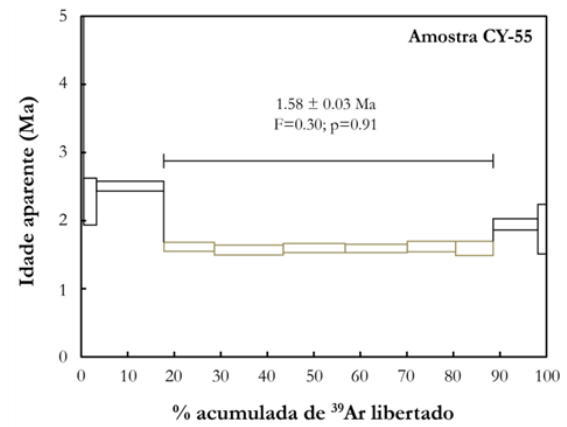
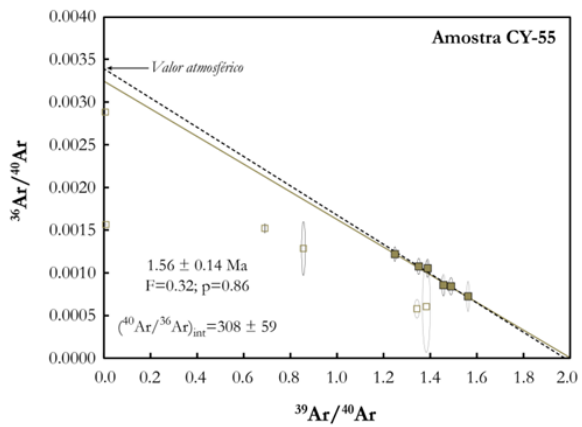
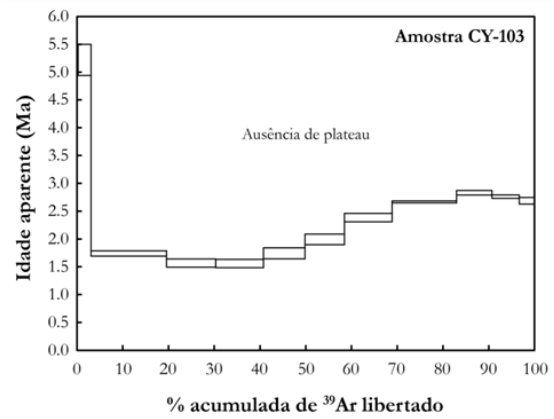
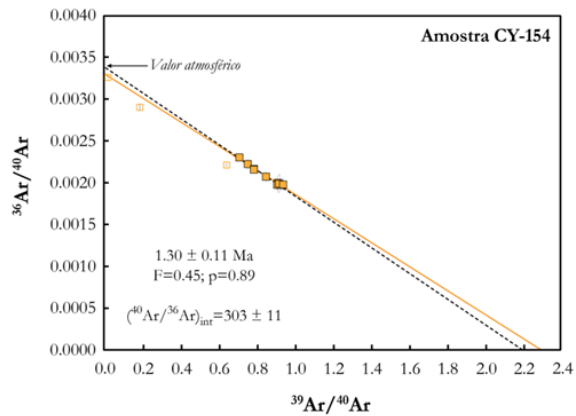
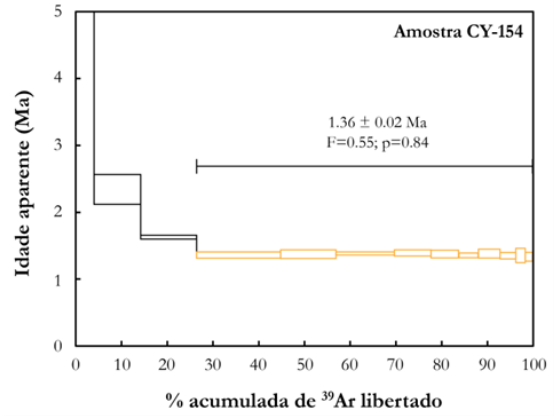
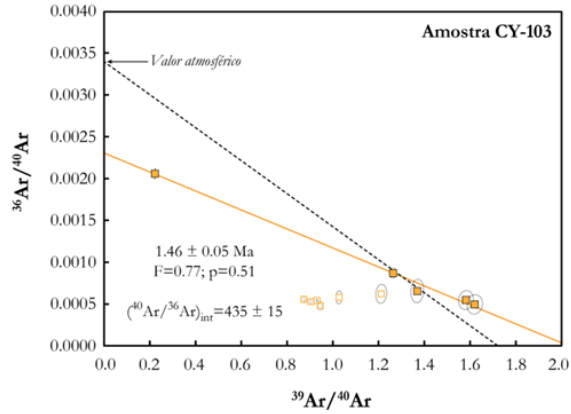
A Unidade Intermédia distingue-se das restantes pela enorme diversidade litológica que apresenta. Não sendo o objectivo deste trabalho escrutinar as intrincadas relações geométricas e temporais que a definem, as determinações de idade realizadas para algumas amostras representativas das principais litologias aqui aflorantes pretendem tão-somente enquadrar esta fase de magmatismo plutónico no complexo historial de edificação da ilha.

Para tal foram seleccionados dois piroxenitos (CY-55 e CY-245), três sienitos nefelínicos (CY-103, CY-118 e CY-154) e um calciocarbonatito intrusivo (CY-116). Os diagramas de isócronas e espectros de idades respeitantes a cada amostra encontram-se representados na Fig. 4.5 (ver também Tabela 4.1 e Anexo IV.1, este último somente em suporte electrónico).

No que diz respeito aos piroxenitos, somente a amostra CY-55 apresentou um *plateau* bem definido com idade de 1.58 ± 0.03 Ma. A amostra CY-245 apresenta o que se denomina de padrão em sela (“*saddle-shaped age spectrum*”), ou seja, existe um conjunto de idades mais antigas obtidas para temperaturas de extracção mais baixas; nos incrementos de temperatura subsequentes, as idades diminuem para um valor mínimo, voltando depois a subir para padrões de idades mais antigas obtidas a temperaturas mais elevadas. Este padrão é sintomático de rochas e minerais com excesso de argon (e.g., Lanphere & Dalrymple, 1976). A intersecção da isócrona em $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} = 474 \pm 38$ (Fig. 4.5) vem confirmar esta hipótese, pelo que se optou pela idade determinada através da correlação isotópica (1.95 ± 0.38 Ma) para a idade de cristalização da amostra. Na tentativa de encontrar uma explicação para os padrões em sela associados ao excesso de argon, Kelley (2002) sugeriu que esta característica pode ser causada pela ocorrência de inclusões de vários tipos. Segundo o autor, inclusões fluidas presentes no interior dos cristais libertam argon durante os incrementos de temperatura mais baixa enquanto inclusões minerais só o fazem para temperaturas mais elevadas.



4. Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$



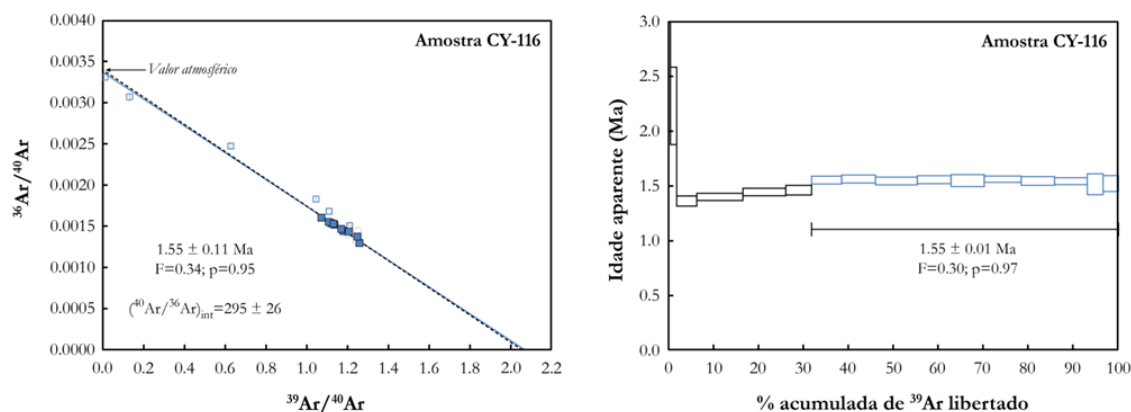


Fig. 4.5 - Diagramas de isócronas inversas (à esquerda) e espectro de idades (à direita) resultantes dos aquecimentos incrementais das amostras da Unidade Intermédia da Ilha Brava. Para definição da simbologia *vide* legenda da Fig. 4.4.

Das três amostras de sienitos nefelínicos analisadas, duas delas produziram *plateaux* bem definidos: a CY-118 e CY-154. No entanto, ambas evidenciam algum excesso de árgon, como se comprova pelos valores da razão $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{int}}$ obtidos (319 ± 33 e 303 ± 13 , respectivamente), o que seria um argumento válido para a escolha da idade calculada via isócrona. Contudo, sendo as idades determinadas pelos dois métodos (*plateau vs.* isócrona) concordantes para o intervalo de erro que caracteriza as análises, o mais baixo valor de 2σ associado às idades-*plateau* torna estes resultados mais atractivos. Por conseguinte, considerou-se os valores de 1.77 ± 0.03 e 1.36 ± 0.02 Ma como preferíveis para datar as amostras CY-118 e CY-154, respectivamente.

Já para a amostra CY-103 não se conseguiu determinar uma idade-*plateau*. Uma vez que o excesso de árgon é significativo (padrão do espectro de idade em sela e razão $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{int}} = 435 \pm 15$), a escolha recaiu sobre a idade-isócrona de 1.46 ± 0.05 Ma ($F = 0.77; p = 0.51$), calculada a partir dos primeiros cinco incrementos de temperatura.

Por fim, a amostra de biotite separada de um calciocarbonatito intrusivo (CY-116) produziu um *plateau* bem definido, ainda que os incrementos de temperatura entre 700 e 875 °C (3 a 6) dêem idades mais recentes que a idade-*plateau* (1.55 ± 0.01 Ma), representando assim perda de árgon provavelmente devido a desgaseificação pós-cristalização do mineral (Lanphere & Brent Dalrymple, 1971).

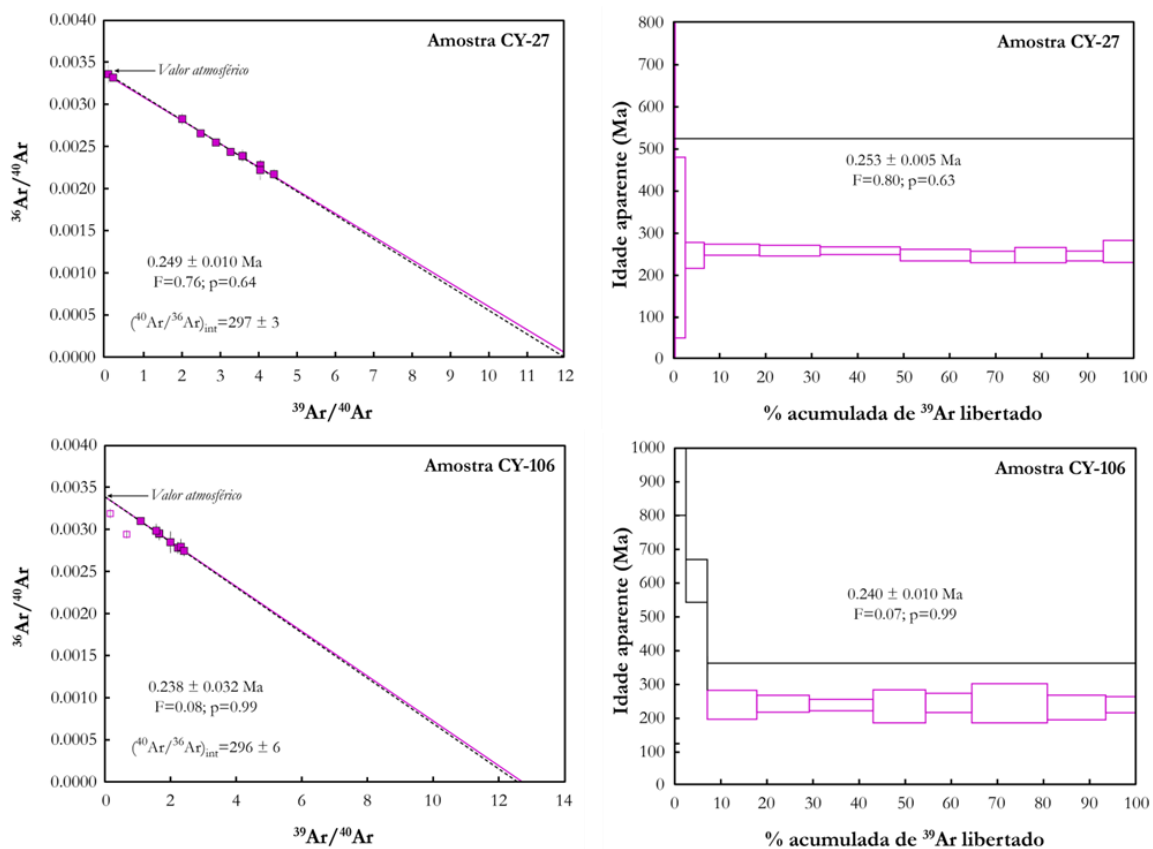
4.2.4.3. Unidade Superior

De entre os litótipos pertencentes à Unidade Superior contam-se rochas máficas, fonólitos e carbonatitos como, de resto, foi descrito no Capítulo 3. Considerando que cerca de 90% da

Ilha Brava está coberta por rochas de natureza fonolítica, interessava conhecer a sua relação temporal com as demais litologias aflorantes, tanto mais que a única idade conhecida (5.9 ± 0.1 Ma; Bernard-Griffiths et al., 1975) é incongruente com as observações de campo. Como tal, três amostras representativas foram seleccionadas (CY-27, CY-106 e CY-192), às quais se junta ainda uma amostra de carbonatito extrusivo (CY-226). Os resultados podem ser encontrados nos diagramas da Fig. 4.6 e no Anexo IV.1 (ver também Tabela 4.1).

As amostras CY-27 e CY-106 produziram *plateaux* muito bem definidos, com idades de 0.253 ± 0.048 e 0.240 ± 0.010 Ma, respectivamente. Sendo as razões $(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{int}}$ estabelecidas pelas isócronas praticamente idênticas ao valor atmosférico, é seguro excluir a presença de argon radiogénico nestes materiais.

As amostras CY-193 e CY-226 constituem casos particulares neste conjunto de datações. Não obstante os teores em K serem relativamente altos, as concentrações em ^{40}Ar radiogénico são baixas, o que, associado à excepcional abundância de ^{40}Ar atmosférico, foi responsável pelos elevados erros observados. Como tal, perante este grau de incerteza ambas as idades foram consideradas não aceitáveis e não serão usadas subsequentemente.



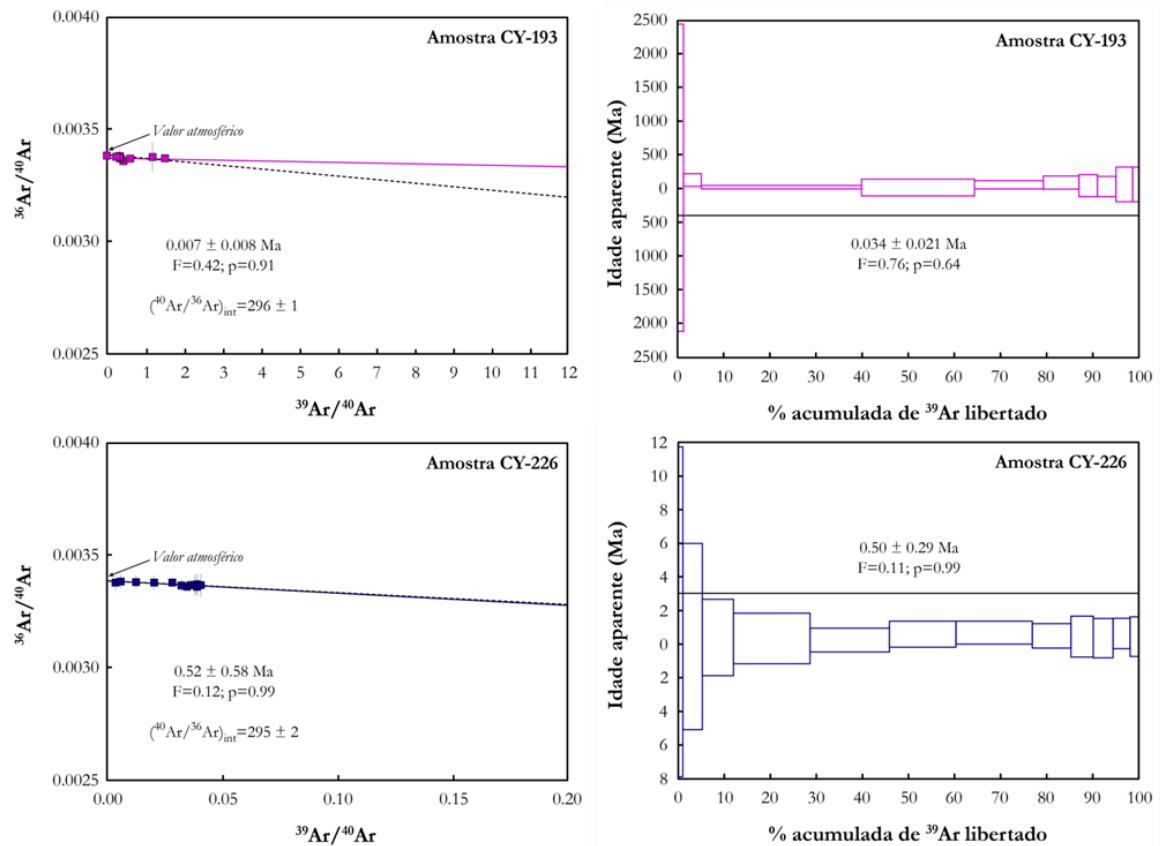


Fig. 4.6 - Diagramas de isócronas inversas (à esquerda) e espectro de idades (à direita) resultantes dos aquecimentos incrementais das amostras da Unidade Superior da Ilha Brava. Para definição da simbologia *vide* legenda da Fig. 4.4.

4.3. Evolução vulcanoestratigráfica

Até há muito pouco tempo, a única (breve) descrição da evolução vulcanoestratigráfica da ilha constava da notícia explicativa da carta geológica publicada em 1968 por Machado e colaboradores. Os trabalhos de campo desenvolvidos nos últimos anos no âmbito do projecto PLINT, apoiados ainda pelos dados de geocronologia absoluta acima apresentados (ver também Madeira et al., 2010, vieram modificar significativamente o conhecimento geológico que até então se tinha da ilha. As Figs. 4.8 e 4.7 sintetizam as relações temporais, estratigráficas e tectónicas das três principais unidades vulcano-estratigráficas que constituem o património geológico da Ilha Brava.

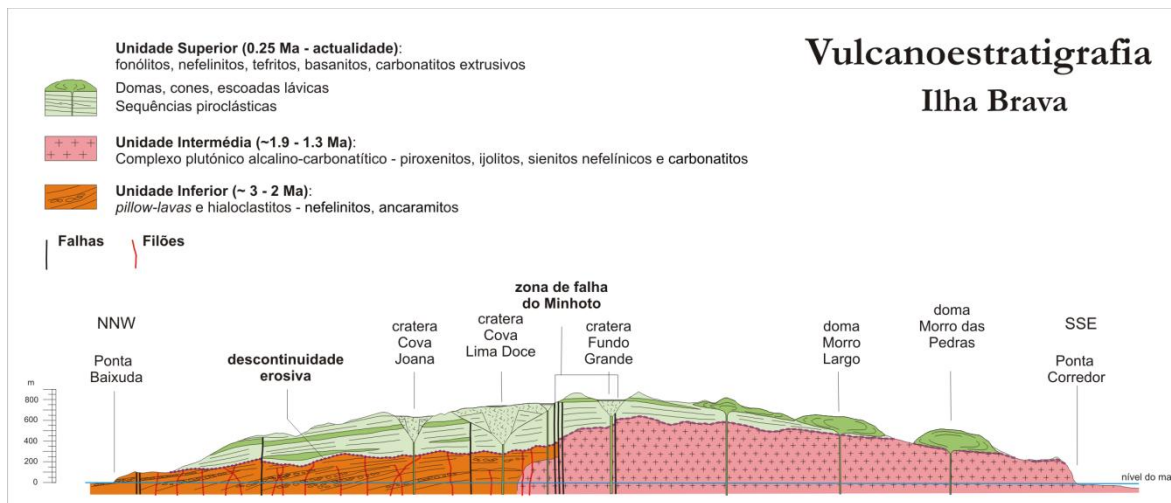


Fig. 4.7 - Perfil geológico representativo das relações estratigráficas e tectónicas observadas entre as três principais unidades vulcano-estratigráficas definidas para a Ilha Brava. Adaptado de Madeira et al. (2010).

As primeiras manifestações vulcânicas na Brava terão sido marcadas pela emissão de mantos de lavas básicas no fundo do mar, numa sequência alternante de *pillow-lavas*, hialoclastitos e depósitos de brechas de *pillows*. Toda esta estrutura encontra-se intensamente recortada por filões, muitos dos quais cogenéticos das lavas (ver Capítulo 3). A profundidade à que este estágio de vulcanismo submarino ocorreu é difícil de estimar, mesmo porque grande parte do edifício já não existe actualmente. As datações isotópicas obtidas para *pillow-lavas* e filões associados (CY-8, CY-9, CY-165 e CY-166; Tabela 4.1) indicam que os depósitos submarinos aflorantes acima do nível médio do mar actual - e que constituem a Unidade Inferior - representam 1 milhão de anos da história de crescimento da ilha (dos ≈ 3 aos 2 Ma; Madeira et al., 2010 e subcapítulo 4.2.4.1 deste trabalho).

Naqueles mantos lávicos e filões submarinos instalou-se mais tarde, entre os 1.9 e 1.3 Ma, câmaras magmáticas pouco profundas que viriam a dar origem ao complexo alcalino-carbonatítico (Unidade Intermédia). Estas bolsadas de magma terão ainda alimentado erupções posteriores e, eventualmente, contribuído para o desenvolvimento subaéreo da ilha, muito embora não se conheçam no campo testemunhos das construções vulcânicas extrusivas. Isso porque deu-se um episódio erosivo importante que truncou profundamente a ilha: com a acalmia da actividade magmática, alguns sectores do fundo do mar ter-se-ão elevado para constituir plataformas insulares. Estas, ao atingirem a superfície do mar, foram sendo entalhadas pela abrasão marinha, que destruiu os mantos lávicos de cobertura, acabando por deixar expostas as intrusões plutónicas. Este evento destrutivo teve a duração de cerca de 1

milhão de anos, intervalo de tempo esse compatível com a quantidade de material erodido e levantamento da ilha precedente ao vulcanismo mais recente.

Durante os 300 mil anos subsequentes, uma nova fase de vulcanismo subaéreo, pós-erosivo, cobriu a ilha com produtos lávicos e piroclásticos de natureza fonolítica, e ainda algumas ocorrências dispersas de material máfico e carbonatítico. Alguns destes depósitos apresentam morfologias extremamente frescas, o que remete para uma idade holocénica provável.

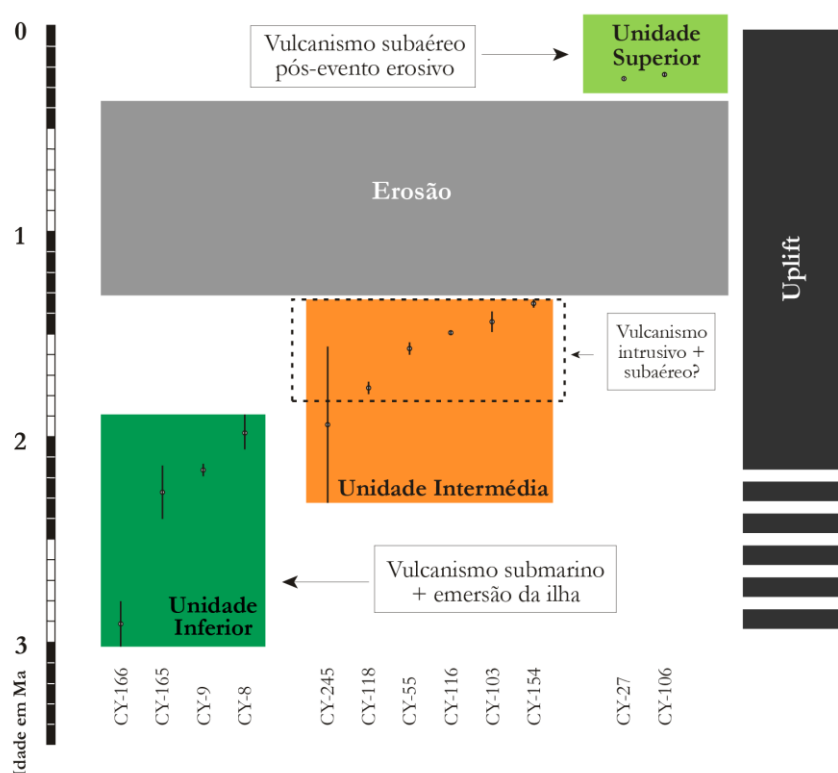
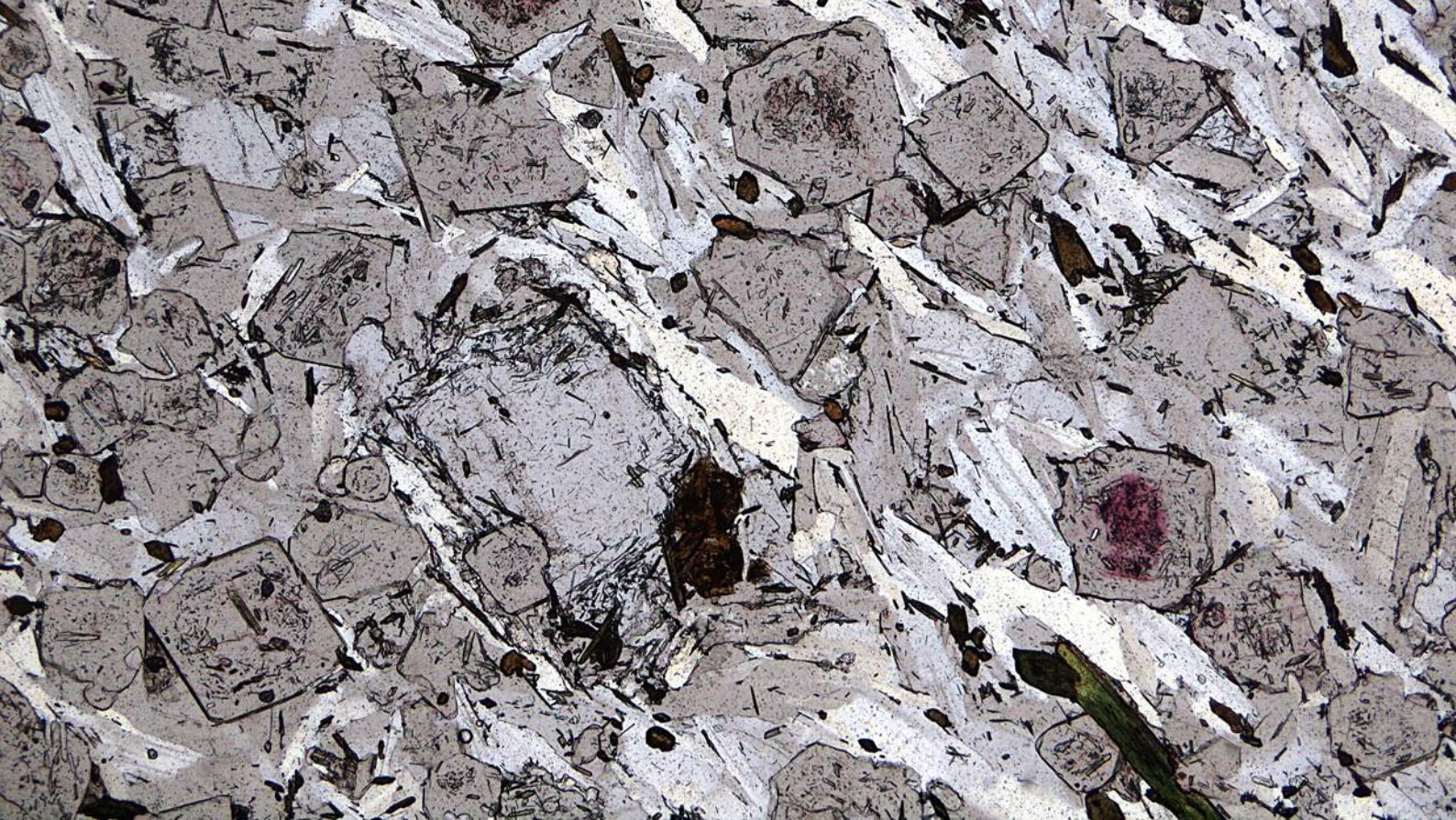


Fig. 4.8 - Distribuição das idades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obtidas para as três principais unidades vulcanoestratigráficas aflorantes na Brava. Os rectângulos cinzento-claros representam intervalos de idade para cada unidade de acordo com os novos dados obtidos (as barras de erro dizem respeito a uma incerteza na idade de 2σ). As idades prováveis estão representadas pelo rectângulo a tracejado. Adaptado de Madeira et al. (2010).

As idades obtidas para o Complexo Basal da Ilha Brava (Unidades Inferior e Intermédia) são compatíveis com a idade K-Ar de 2.1 Ma relatada por Hoernle et al. (2002) para um carbonatito intrusivo. Chama-se a atenção que estes carbonatitos são mais jovens que aqueles que afloram na vizinha Ilha do Fogo, para os quais se atribui uma idade geralmente mais antiga que 3.5 Ma (Lancelot & Allegre, 1974; Hoernle et al., 2002; Madeira et al., 2005; Foeken et al., 2009). Dados batimétricos (e.g., Masson et al., 2008) comprovam que o Fogo e a Brava

são dois aparelhos vulcânicos distintos separados por profundidade marinhas que ultrapassam os 1400 m. Conjuntamente com resultados geocronológicos obtidos para os carbonatitos, estas observações refutam completamente interpretações prévias (Assunção et al., 1965; Day et al., 1999; Madeira et al., 2005) que defendiam que as rochas carbonatíticas em ambas as ilhas fazem parte de um substrato mais antigo comum sobre o qual toda a parte subaérea do edifício vulcânico se desenvolveu.



CAPÍTULO 5

Petrografia e
Química Mineral

Sienito nefelínico com eudialite (amostra CY-69; Ilha Brava)

(Cynthia Mourão; 2006)

5.1. Introdução

Até ao início dos trabalhos que conduziram à realização desta tese, muito escassa era a informação disponível sobre a petrografia das rochas silicatadas e carbonatíticas da Ilha Brava. Trabalhos como os de Machado et al. (1967; 1968) e Turbeville et al. (1987) incluem somente uma enumeração das litologias aflorantes na ilha e dos minerais que as constituem. Àquela data, os dados de química mineral eram praticamente inexistentes.

Com o objectivo de contribuir para o suprir parcialmente destas lacunas, subdividiu-se este capítulo em duas partes, uma dedicada à petrografia dos exemplares amostrados e outra compreendendo um breve estudo da química mineral das mesmas. Na primeira é feita uma descrição petrográfica sumária das principais características das litologias constituintes das três sequências vulcanoestratigráficas definidas por Madeira et al. (2010) (ver Capítulo 3), em que se pretende identificar a mineralogia primária, textura e alteração secundária nestas rochas. Na segunda parte, a partir de cerca de 2 800 análises de microsonda electrónica efectuadas em 43 amostras de 6 grupos litológicos diferentes, foi feita uma caracterização química das principais fases minerais constituintes destas rochas. Chama-se aqui a atenção, porém, que devido às pequenas dimensões e avançado estado de alteração secundária verificados para cristais de algumas espécies minerais, com consequência directa na qualidade dos resultados analíticos, os mesmos não foram considerados neste estudo.

Uma estimativa semi-quantitativa da abundância mineralógica patente nas lâminas delgadas das rochas estudadas pode ser encontrada no Anexo II.

Não sendo o estudo da petrografia e da química mineral das rochas magmáticas da Brava objectivo deste trabalho, o presente capítulo, algo longo, deve ser encarado também numa perspectiva de “serviço público” uma vez que, contribuindo significativamente para o melhor conhecimento das litologias bravenses, poderá servir de base para a selecção de novos alvos de investigação.

5.2. Descrição petrográfica das principais litologias amostradas

5.2.1. Unidade Inferior

Como referido no Capítulo 3, a unidade vulcanoestratigráfica mais antiga da Ilha Brava alberga um conjunto de rochas vulcânicas e subvulcânicas todas de natureza máfica.

5.2.1.1. Rochas máficas

Do ponto de vista textural, a análise petrográfica das rochas estudadas revela um predomínio de texturas holocristalinas a hemicristalinas microporfíricas (Fig. 5.1).

A geração fenocristalina e microfenocristalina é maioritariamente constituída por piroxena, olivina e minerais opacos. Estes minerais encontram-se invariavelmente imersos no seio de uma matriz microcristalina que, quando discernível ao microscópio petrográfico, é dominada por material félsico (nefelina, feldspato potássico), clinopiroxena e minerais opacos.

Os fenocristais e microfenocristais de clinopiroxena apresentam dimensões que vão desde as décimas de milímetro até aos 2.5 mm, havendo uma seriação de tamanhos entre estas duas gerações. Os cristais apresentam usualmente tons castanho claro, ainda que em alguns casos se verifique uma intensificação da cor para os bordos do fenocristal. Evidenciam frequentemente um zonamento concêntrico e/ou em ampulheta, quase sempre apenas observável em nícois cruzados. Por vezes, encontram-se cristais com núcleos esverdeados (e.g., imagens E, G e I da Fig. 5.1). Em termos de forma, no geral são cristais euédricos a subeuédricos, ocorrendo quer individualmente quer em aglomerados de vários cristais, o que confere às rochas texturas porfírica e glomeroporfírica, respectivamente. Em qualquer dos casos se verifica uma estreita associação com minerais opacos, sendo que em algumas amostras estes últimos são bastante desenvolvidos e parecem corresponder a uma fase posterior, crescendo à custa da piroxena. No núcleo de alguns cristais de piroxena mais fortemente zonados são também frequentes inclusões de minerais opacos, carbonato, biotite e rara apatite, além de inclusões fluidas.

Alguns dos fenocristais de maiores dimensões são possuidores de núcleos esverdeados fortemente corroídos envoltos em piroxena de cor acastanhada. Estas características permitem inferir uma história evolutiva caracterizada pela dissolução parcial de piroxena (Martins, 2003), que lhes confere um aspecto corroído, estando o processo de reacção associado igualmente ao

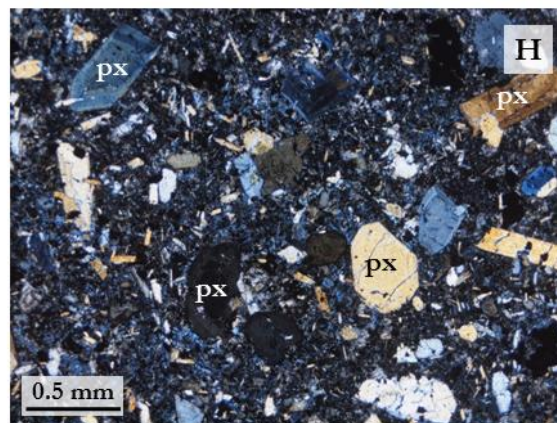
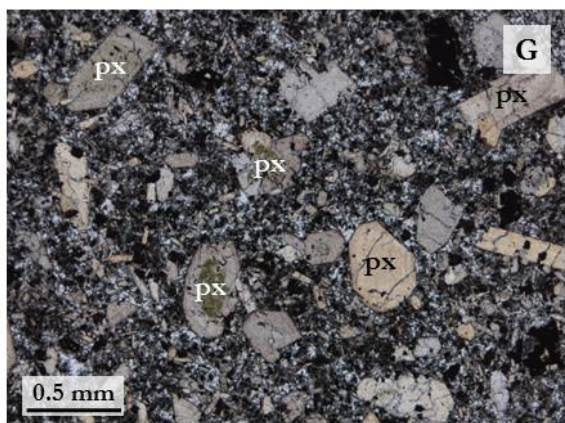
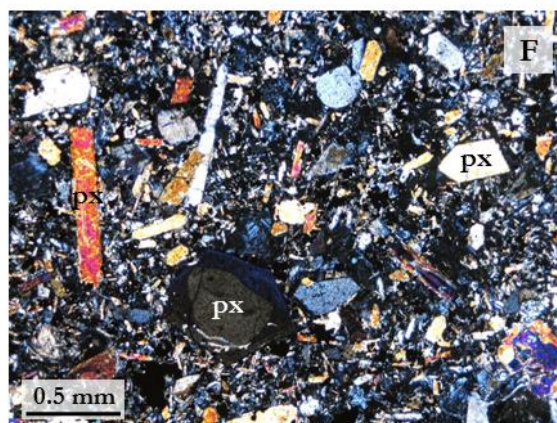
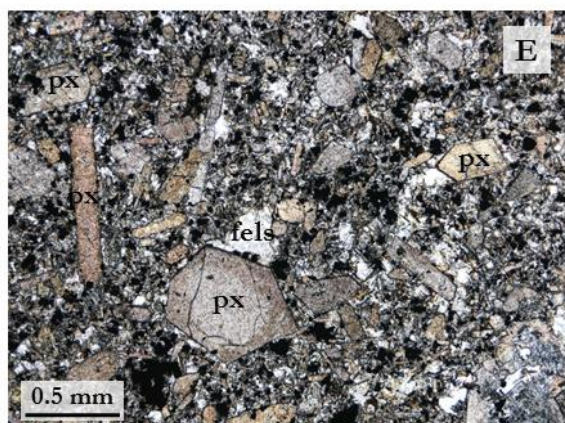
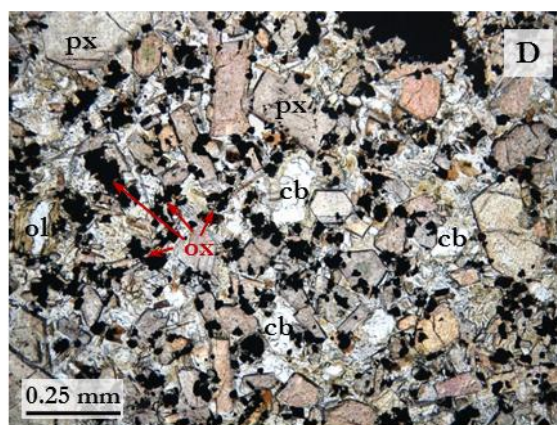
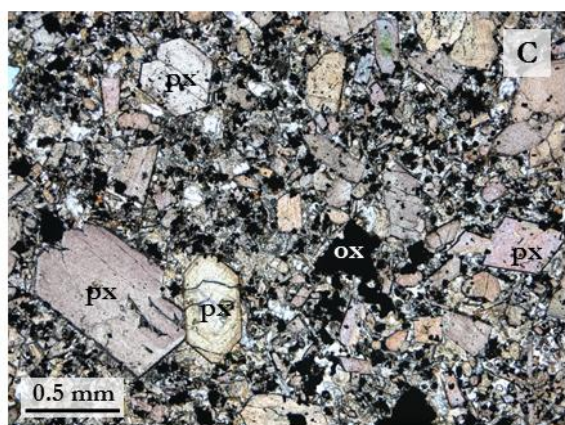
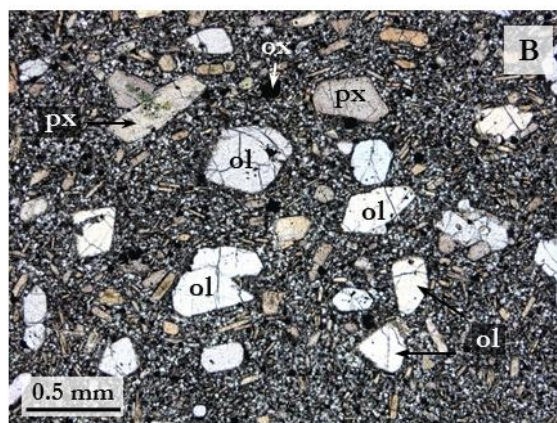
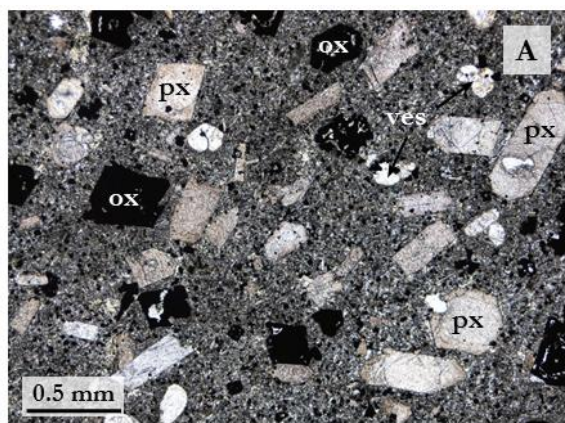
crescimento de minerais opacos e carbonatos. Numa segunda etapa ter-se-á dado o desenvolvimento contínuo de uma piroxena de composição mais augítica, seguida por uma fase de reacção desta com o líquido remanescente, resultando em limites anédricos (Figs. 5.1I e J).

Os minerais opacos ocorrem tanto na geração fenocrystalina como na microfenocrystalina e na matriz. São euédricos a anédricos e variam entre a centésima de milímetro e um milímetro.

Os fenocristais e microfenocristais de olivina, quando ocorrem, são geralmente menos abundantes que a piroxena e mesmo até que os minerais opacos em algumas amostras (Figs. 5.1B, L, M). São euédricos a subeuédricos, podendo estar fortemente alterados para minerais secundários, como sericite, serpentina e/ou carbonatos. Em alguns casos a substituição é total, e só pelo hábito se consegue identificar o que outrora terão sido cristais de olivina.

A matriz é quase sempre extremamente fina, sendo a identificação das fases cristalinas que a compõe deveras difícil de se realizar. Contudo, em algumas amostras foi possível identificar piroxena euédrica a subeuédrica, com hábito prismático mais alongado do que o observado para a geração feno- e microfenocrystalina, retratando um arrefecimento muito rápido. Não menos abundantes são os minerais félsicos, que surgem sob as mais variadas formas (lamelares intersticiais, prismáticos alongados dispostos radialmente, e ainda quadrangulares). São incolores e apresentam tintas de interferência baixas, o que suspeita serem na sua maioria cristais de nefelina. Quase sempre presentes e muitas vezes dominantes são os minerais opacos. Por vezes é ainda possível encontrar cristais prismáticos alongados de anfíbola com pleocroísmo moderado entre um castanho pálido e um castanho avermelhado.

Em algumas lâminas, nomeadamente nas mais vesiculares, foram identificadas cavidades preenchidas por carbonatos. Estas surgem quer com configuração esférica quer completamente irregular. Veios e filonetes preenchidos por carbonatos foram também observados (e.g., Fig. 5.1A).



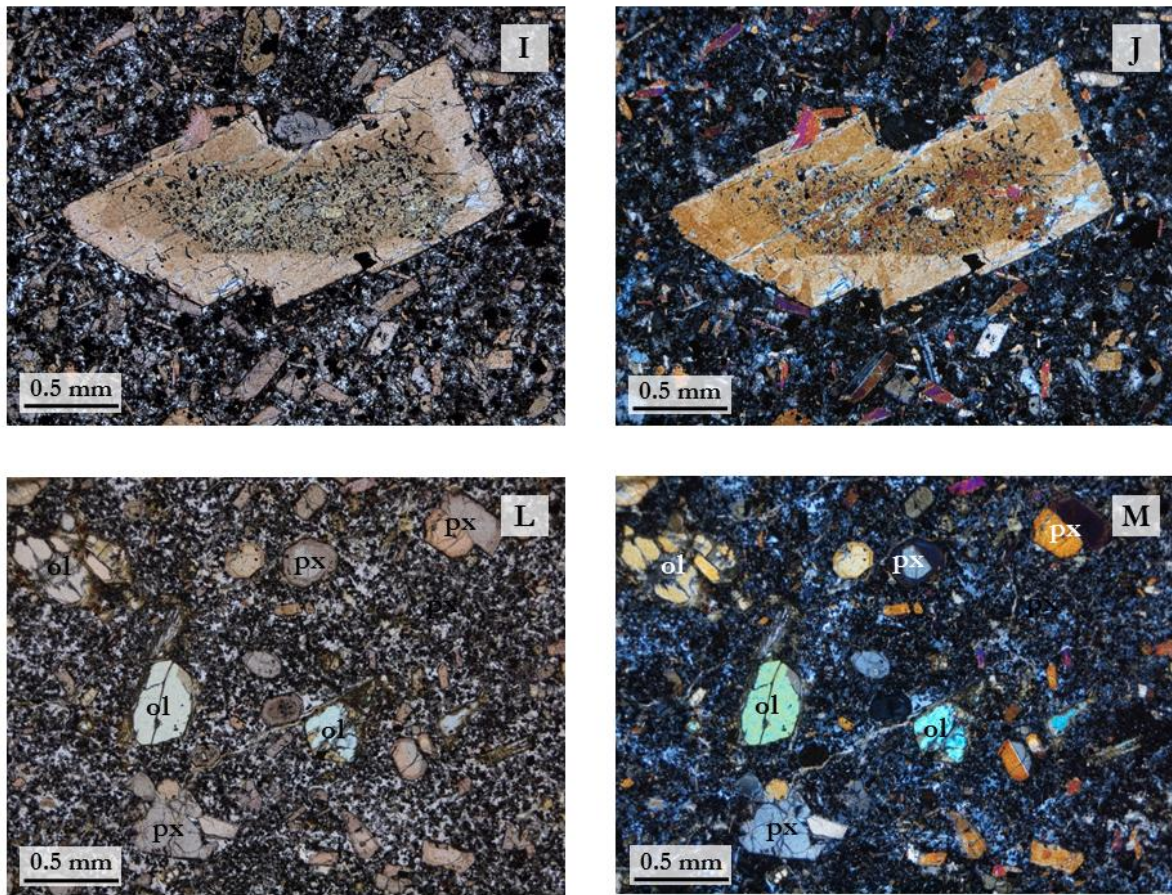


Fig. 5.1 - Aspectos texturais e mineralógicos de algumas rochas máficas pertencentes a Unidade Inferior da Ilha Brava. A esmagadora maioria das amostras estudadas apresenta uma textura porfirítica definida por fenocristais de granularidade fina a média inseridos numa matriz fina a muito fina (holocristalina), a qual, por vezes, engloba uma componente vítrea (hemicrostalina) que nunca chega a possuir grande representatividade. (A: CY-9, nícois //) Amostra com abundantes fenocristais de piroxena (px) e minerais opacos (ox) inseridos numa matriz muito fina, microcristalina. Note-se o aspecto algo vesicular desta rocha através da presença de inúmeras vesículas (ves). (B: CY-82, nícois //) Amostra com abundantes fenocristais de olivina (ol) e piroxena (px), e também microfenocristais de minerais opacos (ox), todos englobados por uma matriz bastante fina, não resolúvel na imagem apresentada. (C e D: CY-7, nícois // e nícois ×, respectivamente) Amostra cujas gerações feno- e microfenocristalinas são essencialmente constituídas por piroxena (px), olivina (ol) e minerais opacos (ox). Neste caso, a matriz não é tão fina com nas demais amostras, o que permitiu identificar algumas fases minerais, como piroxena, minerais opacos, anfíbola, apatite e nefelina, para além de um material carbonatado intersticial ou em forma de glóbulos inseridos num meio vítreo (de cor castanho-claro a creme), eventualmente sintomático de processos de imiscibilidade. (E e F: CY-8, nícois // e nícois ×, respectivamente) Nesta amostra, os feno- e microfenocristais estão maioritariamente representados por cristais de piroxena (px), que se encontram muitas vezes zonados concentricamente, visível quer em nícois paralelos quer cruzados, e minerais opacos (ox); a olivina (ol) aqui é rara. A matriz é fina e constituída por piroxena, minerais opacos e zeólitos. (G e H: CY-21, nícois // e nícois ×, respectivamente) Aspecto geral dos fenocristais de piroxenas (px) zonadas, com núcleos esverdeados e bordos acastanhados, de uma amostra também constituída por minerais opacos (ox) e félsicos, estes ocorrendo exclusivamente na matriz. Alguns destes fenocristais de piroxena com núcleo esverdeado de maiores dimensões apresentam-se fortemente corroídos (veja-se o texto principal para interpretação) (I e J: CY-21, nícois // e nícois ×, respectivamente). (L e M: CY-162, nícois // e nícois ×, respectivamente) Amostra constituída por fenocristais de piroxena (px) e olivina (ol) em proporções semelhantes, envolvidos por uma matriz muito fina onde os minerais félsicos estão bem representados.

5.2.2. Unidade Intermédia

A Unidade Intermédia, intrusiva na Unidade Inferior, é constituída exclusivamente por rochas plutónicas silicatadas e carbonatíticas formando o que se designa de complexo alcalino-carbonatítico. Tanto os produtos extrusivos da unidade mais antiga como estes materiais encontram-se truncados por uma superfície erosiva irregular e cobertos, em discordância angular, por material proveniente do vulcanismo subaéreo recente (Unidade Superior).

5.2.2.1. Piroxenitos

As rochas ultramáficas que ocorrem nesta unidade são quase exclusivamente representadas por clinopiroxenitos associados a quantidades importantes de anfíbola. A maioria das amostras estudadas apresenta texturas equigranulares de grão médio a grosseiro, podendo, no entanto, também ser encontrados exemplares com textura lamelar. O seu inventário mineralógico inclui essencialmente piroxena, que constitui cerca de 60 - 70% por volume de rocha, e anfíbola (30 - 40% por volume). A perovskite, a esfena e os minerais opacos surgem normalmente como fases acessórias (quase sempre numa proporção inferior a 1% por volume), ainda que em alguns casos a sua representatividade seja mais significativa (Fig. 5.2).

A clinopiroxena aqui aparece sob a forma de cristais subeuédricos alongados com dimensões máximas de 1.2 mm. Apresentam uma coloração creme a castanho-claro e estão fracamente zonados concêntricamente. No entanto, é possível distinguir padrões de zonamento quer normal quer inverso, ou ligeiramente oscilatórios. Estes cristais apresentam-se ainda bastante fracturados, característica essa salientada pelo facto de ocorrer alteração ao longo dessas fissuras (e.g., Figs. 5.2A e B).

Intersticialmente aos cristais prismáticos alongados de clinopiroxena aparece a restante mineralogia que constitui estas rochas. A anfíbola é anédrica e apresenta hábito lamelar, podendo atingir até cerca de 3.5 - 4 mm. Este mineral é fortemente pleocróico, variando entre um castanho-claro, por vezes esverdeado, até um castanho-escuro avermelhado. Em alguns exemplares, nomeadamente nos cristais com tonalidades esverdeadas, é possível observar-se um zonamento irregular (Figs. 5.2A e D).

A perovskite apresenta dimensões entre 0.25 e 1.5 mm, é anédrica e possui uma cor que se aproxima de um castanho muito escuro e brilhante. É facilmente identificada pelo seu relevo elevado, geminação lamelar complexa e tintas de interferência anómalas (azuladas). Não são perceptíveis evidências de zonamentos composicionais (Figs. 5.2C e D).

A esfena é bege e ocorre essencialmente sob a forma de cristais anédricos, muitas vezes fracturados, variando desde a fracção do milímetro até um máximo de 2 mm (Figs. 5.2A, B, D).

Os minerais opacos aparecem quer como agregados de cristais, com dimensões entre as décimas de milímetro e os 3.5 mm, quer inclusos na anfíbola e perovskite.

Pelas relações texturais observadas entre as diferentes fases mineralógicas depreende-se que a clinopiroxena constitui a primeira fase a cristalizar, seguida pelos minerais opacos e pela anfíbola, uma vez que estes ocorrem intersticialmente àquela. A perovskite, por sua vez, aparece envolvendo a anfíbola, o que sugere ter cristalizado posteriormente a este mineral. A esfena representa, assim, a fase mais tardia, encontrando-se muitas vezes a envolver a restante mineralogia.

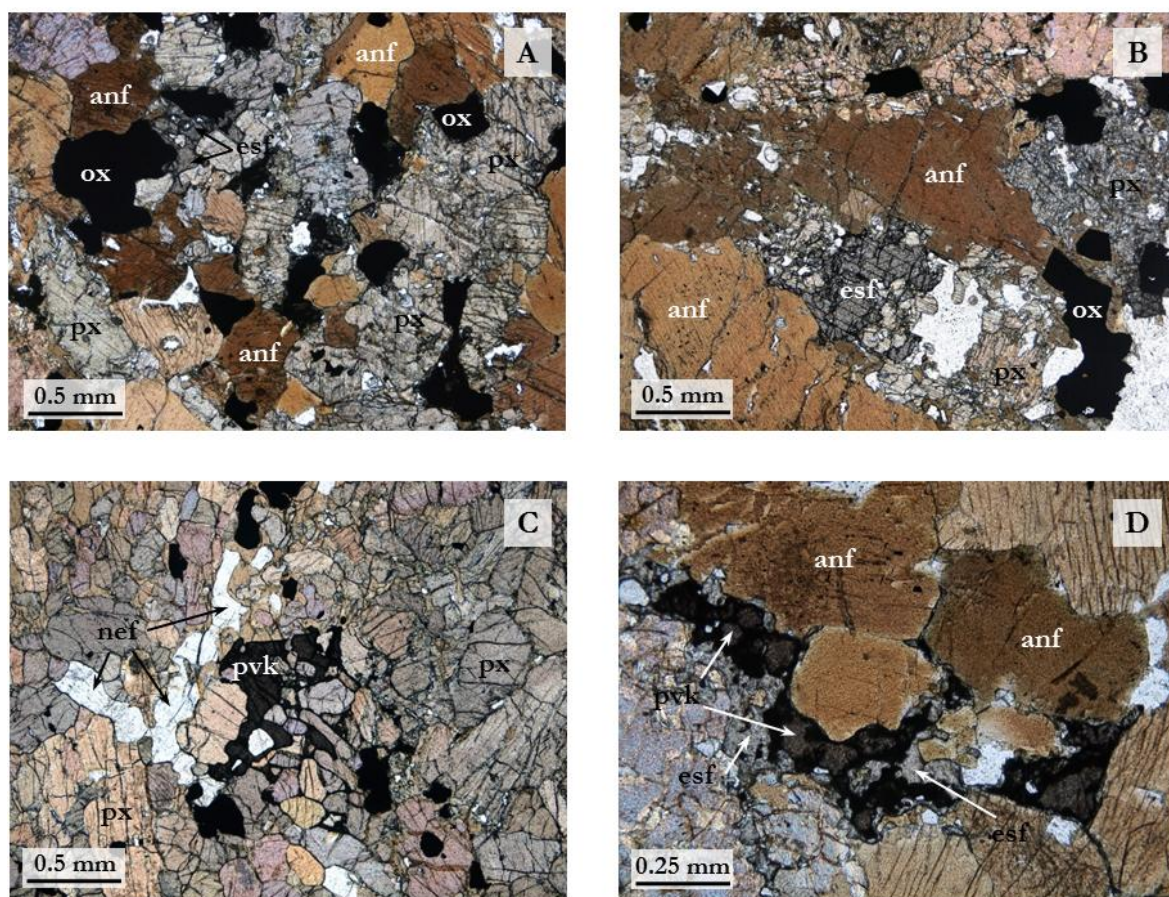


Fig. 5.2 - Aspectos texturais e mineralógicos dos piroxenitos pertencentes a Unidade Intermédia da Ilha Brava. As amostras estudadas apresentam normalmente texturas equigranulares de grão médio a grosseiro. Para além da clinopiroxena (px), a fase mineral mais abundante nestas rochas, observa-se igualmente uma grande proporção de anfíbola castanha (anf) e minerais opacos (ox). É relativamente frequente também a presença de esfena (esf) e perovskite (pvk) (C e D). Referência das amostras fotografadas: (A) CY-55, nícois //; (B, C e D) CY-245, nícois //.

5.2.2.2. Ijolitos *s.l.*

As rochas pertencentes à série ijolítica englobam melteigitos, ijolitos (*s.s.*) e urtitos, termos que definem uma gradação da proporção relativa clinopiroxena-nefelina. Embora exista um contraste bastante marcado nesta proporção em algumas amostras, onde os melteigitos apresentam nitidamente elevada razão clinopiroxena/nefelina e os urtitos a proporção inversa, atribuir uma designação precisa é em alguns casos muito difícil. Por conseguinte, e de um modo geral, todas as rochas constituídas essencialmente por aquelas duas fases mineralógicas - clinopiroxena e nefelina - foram classificadas como ijolitos *s.l.* No entanto, por forma a facilitar a sua descrição textural e mineralógica, e somente para tal, optou-se por catalogar qualitativamente cada amostra em função da proporção piroxena:nefelina que apresentam (Anexo II) (Fig. 5.3).

Os termos mais piroxénicos desta série - os melteigitos - são texturalmente variáveis mas apresentam, regra geral, texturas acumuladas do tipo ortocumulados, definidas por grandes cristais euédricos a subeuédricos de clinopiroxena (com cerca de 1 a 3 mm) (minerais *cumulus*) intersticialmente aos quais desenvolve-se uma matriz composta essencialmente por nefelina, mica, anfíbola e rara apatite (minerais *intercumulus*). Em algumas amostras é possível identificar ainda uma população de piroxenas distinta da descrita anteriormente. São agregados de cristais tendencialmente anédricos ou subeuédricos e com contornos irregulares, que se apresentam bastante fracturados e com dimensões que variam desde os 0.2 a 1 mm. Na sua totalidade, a piroxena perfaz cerca de 60-65% por volume de rocha e a relação geométrica destas duas populações sugere que tenham cristalizado simultaneamente.

Os cristais de clinopiroxena de maiores dimensões apresentam quase sempre um notório zonamento óptico normal, de padrão concêntrico ou por vezes irregular, onde os núcleos caracterizam-se por tonalidades esverdeadas e os bordos castanho-claro (e.g., Figs. 5.3A, B). Raramente se encontram exemplares com zonamento inverso. Na população onde os cristais são mais pequenos esse zonamento existe mas é muito mais ténue. Os cristais mais desenvolvidos, para além de possuírem bordos corroídos, mostram ainda uma densidade apreciável de inclusões de outras fases, nomeadamente óxidos, micas, anfíbolos e minerais félsicos.

Entre os minerais hidratados aqui encontrados contam-se as micas e a anfíbola, em proporções relativas iguais a 5 e 2% por volume, respectivamente. A primeira é extremamente pleocróica, variando desde um bege clarinho até um castanho avermelhado bastante intenso.

Normalmente aparece nos interstícios deixados pela clinopiroxena, mas podem também substituí-la parcialmente. Podem atingir grandes dimensões (< 3.5 mm) e não apresentam zonamento ópticos evidentes. Por sua vez, a anfíbola é acastanhada e ocorre também intersticialmente à clinopiroxena. São bastante pleocróicas, variando entre tons mais claros e mais escuros de dourado (Figs. 5.3C, E).

Os óxidos são muitíssimo abundantes (aproximadamente 10% por volume), anédricos e com dimensões desde 0.1 até 1.5 mm. Ocorrem inclusos em praticamente todas as demais mineralogias, o que sugere serem a primeira fase a cristalizar. Muitas vezes aparecem associados às fases hidratadas (micas e anfíbolos), quase sempre envolvidos por elas.

Entre os constituintes félsicos, conta-se a nefelina, que representa cerca de 10% por volume de rocha e apresenta tamanhos desde poucas décimas de milímetro até cerca de 1 mm, sendo normalmente anédricas e aparentemente não zonadas, e a apatite, cristais anédricos com dimensões inferiores a 0.5 mm, que ocorrem esporadicamente ($< 1\%$) mas quase sempre isolados.

Não foram identificadas perovskites e a esfena quando ocorre é em quantidades extremamente baixas.

Consoante se caminha para os termos mais diferenciados - melteigitos \rightarrow ijolitos *s.s.* \rightarrow urtitos - assiste-se a um aumento da quantidade de nefelina, que chega aos 30-33% nos termos mais ijolíticos e $\geq 70\%$ na amostra de urtito estudada.

Nas litologias intermédias (aqui designadas de ijolitos *s.s.*), a clinopiroxena, de menor dimensão (0.2 - 1.5 mm) e com uma cor normalmente verde-seco intensa, é invariavelmente anédrica apresentando contornos bastante arredondados. Alguns cristais, no entanto, são notoriamente heterogêneos, variando entre tons acastanhados e esverdeados. O zonamento óptico que caracteriza estes cristais é irregular e só perceptível em luz polarizada. Em alguns sectores das lâminas delgadas observadas, a clinopiroxena apresenta uma textura poiquilítica, encontrando-se intensamente cravejada por cristais de carbonatos, apatite e esfena. Também é possível reconhecer-se uma substituição incipiente deste mineral por uma anfíbola verde acastanhada e bastante pleocróica (Fig. 5.3C). Nos sectores onde essa substituição é mais intensa abundam igualmente cristais de mica tendencialmente euédricos, extremamente pleocróico (amarelo pardo - castanho avermelhado) e inferiores a 1 mm de extensão. Todos

estes aspectos texturais e mineralógicos são compatíveis com reacções desencadeadas por processos de fenitização⁴⁰.

A esfena nestes tipos litológicos é bastante abundante (cerca de 10%), euédrica (raros cristais subeuédricos), não apresentando zonamentos ópticos e com dimensões que chegam a atingir 1.2 mm. Também os minerais opacos são bastante abundantes (8 - 10%) e surgem com dimensões inferiores a 1 mm. São anédricos e ocorrem quase sempre intersticialmente a clinopiroxena e esfena. Nomeadamente na amostra CY-227 podem aparecer envolvidos inteiramente por esfena, situação mais favorável quando estão em contacto com a matriz félsica.

A maioria do material félsico é constituída por nefelina, que representa cerca de 15 a 20% da lâmina delgada. São normalmente cristais anédricos, não zonados, com cerca de 1.5 mm, que ocorrem intersticialmente a todo o material máfico. Em alguns casos, os cristais estão fracturados e apresentam crescimento poiquilítico envolvendo carbonatos. A outra parte desta matriz félsica (< 5% da lâmina delgada) é isotropa e encontra-se algo alterada, eventualmente por carbonatação. Os cristais apresentam as mesmas dimensões e características geométricas da nefelina, correspondendo possivelmente a analcite. Dado o seu grau de alteração foi impossível obter análises químicas aceitáveis por microsonda electrónica.

A apatite também está bem representada nestas rochas (5 - 6%) e caracteriza-se por cristais anédricos, por vezes sub-alongados e sub-arredondados, e raramente ultrapassando os 0.3 mm. Pode ser encontrada quer em grãos isolados quer em agregados, normalmente associados ao carbonato. Estes, por sua vez, aparecem não só inclusos em outras fases mineralógicas (nefelina, piroxena e anfíbola) ou como resultado de alteração, mas também com texturas que evidenciam o seu carácter primário (Fig. 5.3C).

Por fim, o termo mais diferenciado da série ijolítica (*s.l.*), qualitativamente aqui classificado como urtito, apresenta abundante nefelina ($\geq 70\%$), a qual se encontra profusamente cravejada por cristais alongados ou mesmo aciculares de piroxena, óxidos, apatite e esfena (Figs. 5.3E, F). Uma outra fracção dos cristais de nefelina (cerca de 20%) encontra-se parcial ou totalmente substituída por analcite - material com aspecto mais “rugoso”, isotropo em luz polarizada, onde é permitido observar esporadicamente relíquias do mineral original. É notável

⁴⁰ Fenitização é um tipo particular de alteração hidrotermal que leva à produção de uma auréola de rochas metassomaticamente alteradas em torno dos complexos alcalino-carbonatíticos. Este processo de alteração é geralmente causado por fluidos peralcalinos derivados de magmas carbonatíticos em arrefecimento (Morogan, 1994).

também a forte presença de carbonatos primários onde, em alguns domínios, se encontra estritamente associado a esfena.

A clinopiroxena passa de mineral dominante nos melteigitos a frequente nestas rochas, e apresenta as mesmas características ópticas que as observadas para os litótipos anteriormente descritos. Similarmente aos ijolitos *s.s.*, é frequente encontrar cristais a serem substituídos por anfíbola verde.

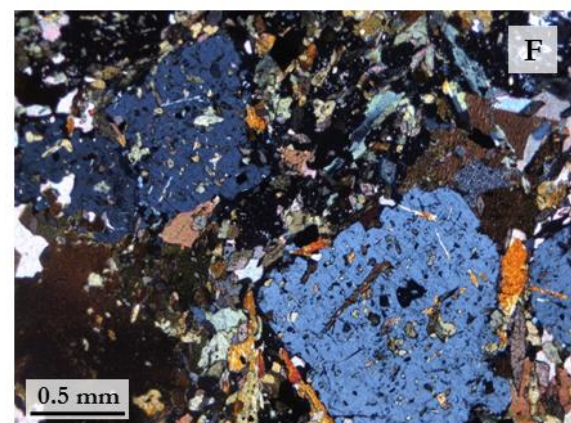
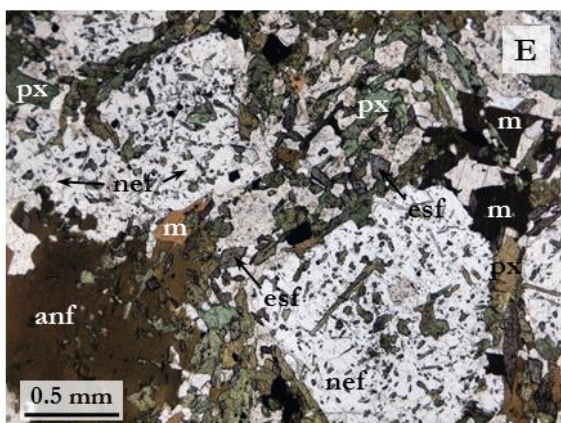
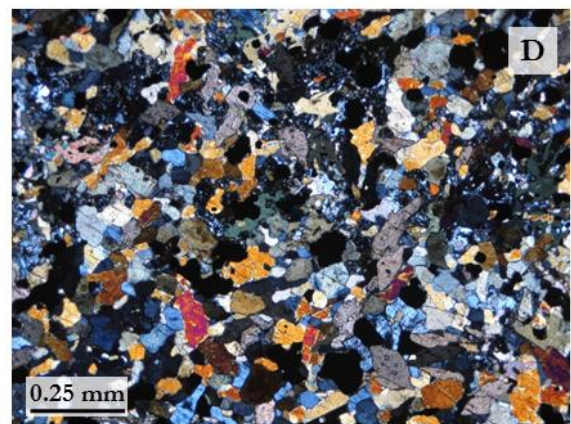
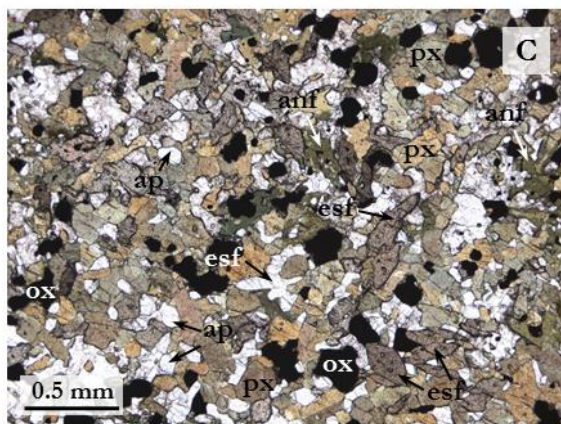
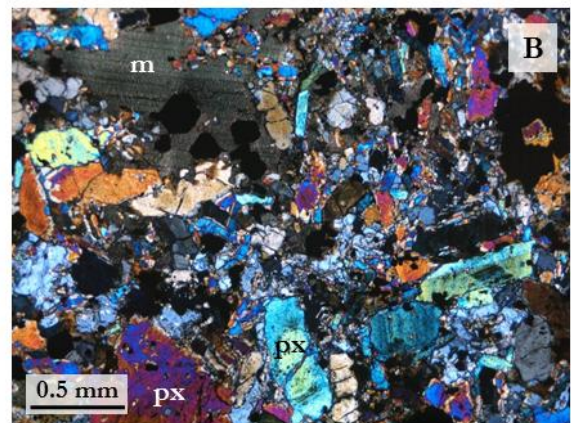
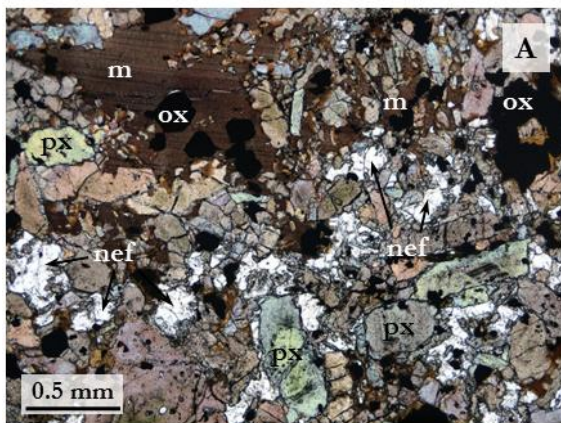


Fig. 5.3 (página anterior) - Aspectos texturais e mineralógicos das rochas ijolíticas (*s.l.*) pertencentes a Unidade Intermédia da Ilha Brava: melteigitos (CY-202: A e B, nicois // e nicois ×, respectivamente), ijolitos *s.s.* (CY-228: C e D, nicois // e nicois ×, respectivamente) e urtitos (CY-178: E e F, nicois // e nicois ×, respectivamente). O que define estas litologias é a proporção piroxena (px) : nefelina (nef), a qual diminui dos melteigitos para os urtitos. Note-se que tais proporções modais foram estimadas com base em observações petrográficas das lâminas delgadas das respectivas rochas, não tendo sido determinadas rigorosamente, nomeadamente através de um contador de pontos. Para além da paragénese supracitada, foram igualmente identificadas outras fases minerais que, em alguns casos, pode mesmo atingir proporções significativas. Estas incluem mica (m), anfíbola (anf), minerais opacos (ox), esfena (esf) e apatite (ap). Importa referir que dos melteigitos para os urtitos as piroxenas vão adquirindo uma tonalidade mais esverdeada, ou seja, ocorre um enriquecimento progressivo em molécula aegirínica (ver subcapítulo 5.3.2.3).

5.2.2.3. Sienitos nefelínicos

Na Unidade Intermédia, as litologias félsicas classificam-se como sienitos nefelínicos, sendo, portanto, a nefelina o feldspatóide dominante (Tabela 3.1). Algumas amostras, porém, apresentam cancrinite abundante (com proporções aproximadas de cancrinite superiores a 10%), correspondendo a sienitos nefelínicos com cancrinite (Fig. 5.4). Por uma questão de simplificação de linguagem, ao longo de todo este trabalho estas rochas serão referidas somente como *sienitos nefelínicos*.

A observação em lâmina delgada destas rochas permitiu, numa primeira análise, distinguir dois grupos distintos de sienitos nefelínicos - daqui em diante designados de “Grupo I” e “Grupo II” - que diferem significativamente na quantidade de carbonato primário que apresentam (Anexo II). Sendo esta a única característica petrográfica que permite discriminar estes dois grupos litológicos, a descrição que se segue refere-se a ambos em conjunto.

Do ponto de vista textural, os sienitos nefelínicos apresentam padrões bastante variados, desde equigranular a inequigranular hipidiomórfica, de grão fino a grosseiro, predominando a granularidade média. Quanto ao seu conteúdo mineralógico, contam-se entre os constituintes essenciais a clinopiroxena, nefelina, cancrinite (primária e secundária) e feldspato potássico, e entre os constituintes acessórios os minerais opacos, apatite, esfena, plagioclase, mica e carbonatos. Em algumas amostras a ocorrência de minerais de alteração (carbonatos secundários, sericite) é significativa, podendo atingir na maioria dos casos até cerca de 15% da lâmina delgada.

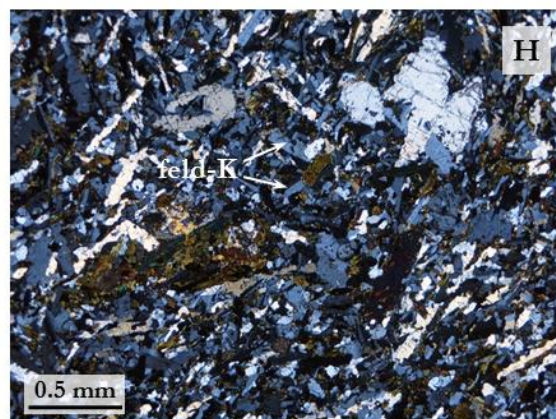
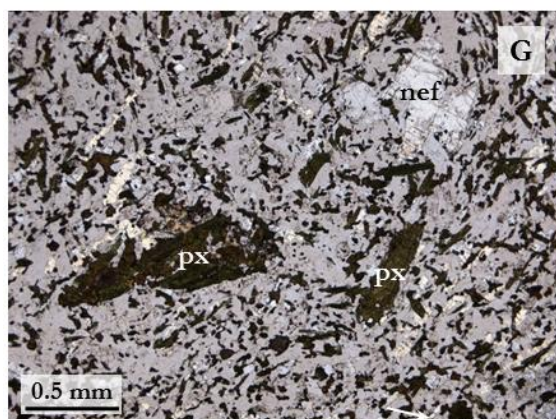
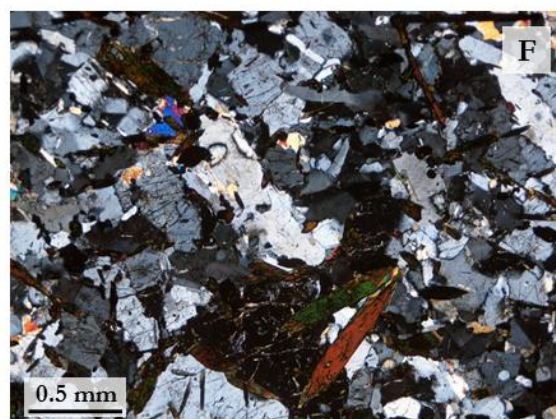
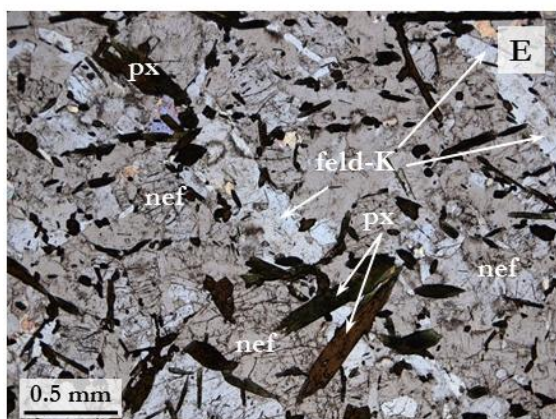
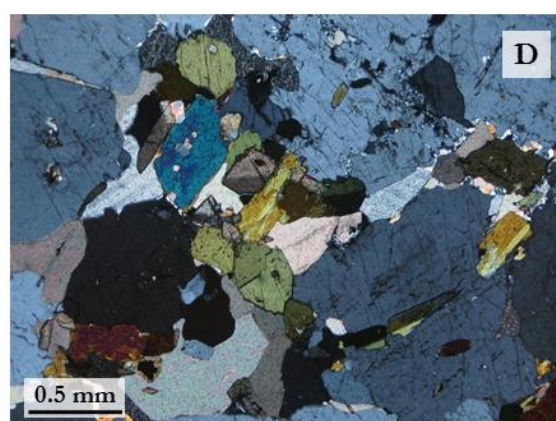
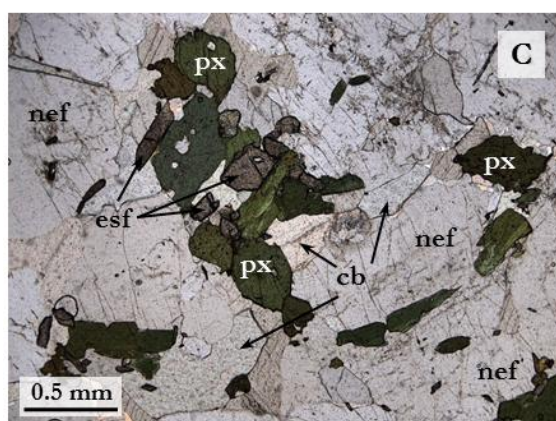
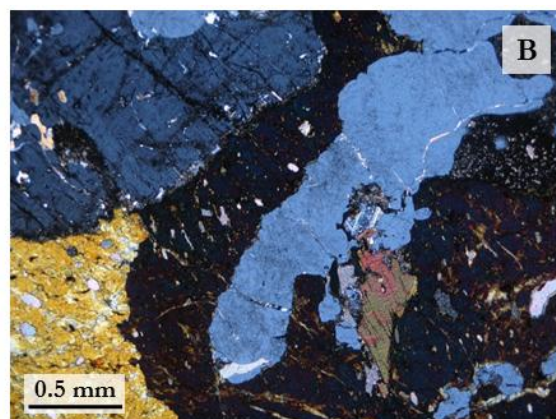
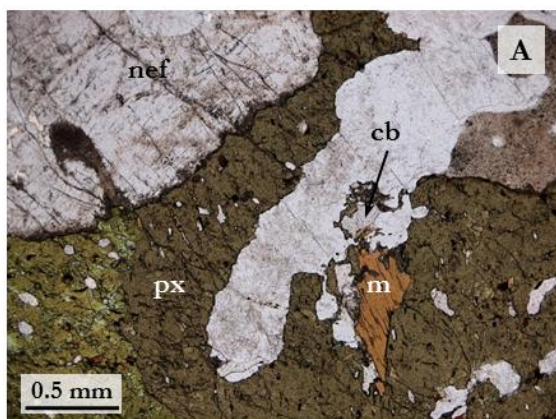
Com a excepção de quatro amostras onde este mineral não foi identificado (e.g., CY-191, Figs. 5.4N e O), a clinopiroxena encontra-se presente em quantidades bastante variáveis. São cristais subeuédricos a anédricos, com dimensões entre as décimas de milímetro e os 8 mm. Os cristais apresentam geralmente uma coloração esverdeada e quase sempre são pleocróicos,

variando deste castanho esverdeado até um verde intenso. A ocorrência de zonamento óptico não é muito frequente e não aparece em todas as amostras, contudo, quando há, é quase sempre normal e concêntrico (e.g., CY-154, Figs. 5.4I e J). Muitas vezes os cristais encontram-se fracturados e parcialmente substituídos por micas. Esse processo, juntamente com alguma carbonatação, tende a ocorrer ao longo dos traços dos planos de clivagem e fracturação. Além disso, observam-se cristais com bordos irregulares e golfos de corrosão, resultado provavelmente do desequilíbrio com o líquido magmático envolvente. Em algumas amostras, a clinopiroxena corresponde à fase de cristalização mais precoce, e como tal encontra-se frequentemente inclusa na nefelina e no feldspato potássico. Noutras ocorre nos interstícios destes dois minerais, adaptando-se aos seus contornos e definindo uma textura de aspecto fluidal.

A nefelina nestas rochas é maioritariamente euédrica a subeuédrica e pode atingir dimensões até 6 mm. Não apresenta zonamento óptico mas são comuns não só as inclusões de piroxena, como referido anteriormente, mas também de esfena. Em algumas amostras encontra-se alterada para cancrinite, a qual define orlas de reacção quando a nefelina ocorre em contacto com carbonato (numa reacção do tipo: cancrinite = 6 nefelina + 2 calcite + $n\text{H}_2\text{O}$; Edgar, 1963) (e.g., CY-39, Figs. 5.4L e M). Noutras situações a nefelina pode ser mesmo totalmente substituída por um material incolor a acastanhado, isótropo, que se supõe ser analcite uma vez que não foi possível obter análises de microsonda electrónica com o rigor exigido. Em algumas amostras não existem evidências de que a cancrinite tenha uma origem secundária à custa de outras fases, pensando-se, assim, que constitua uma mineralogia primária. Este mineral pode, inclusive, representar o feldspatóide dominante em determinadas amostras.

O feldspato potássico ocorre normalmente sob a forma de cristais tabulares euédricos a subeuédricos, com dimensões que vão desde as décimas de milímetro até aos 7 mm. Não apresentam zonamentos ópticos evidentes mas, no entanto, exibem frequentemente maclas de Carlsbad. Tal como na nefelina, também nestes minerais ocorrem inclusões de clinopiroxena e também eles apresentam o mesmo tipo de alteração.

As micas ocorrem sobretudo como mineral de alteração da clinopiroxena. Em algumas amostras, inclusive, a substituição é completa, não tendo sido encontrados praticamente nenhuma relíquia daquele mineral. Contudo, em alguns casos podem ser de origem primária. Nesta situação, são normalmente anédricas, com hábito lamelar e coloração castanho-escuro. São ainda fortemente pleocróicas.



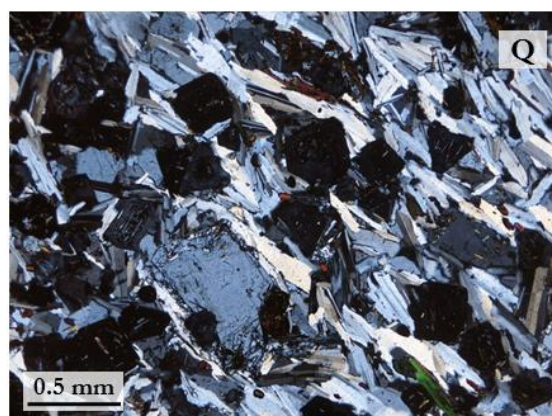
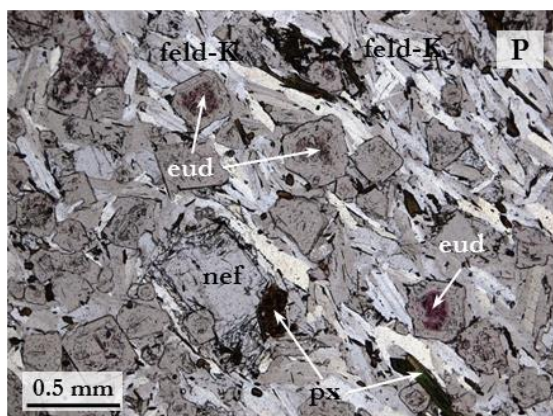
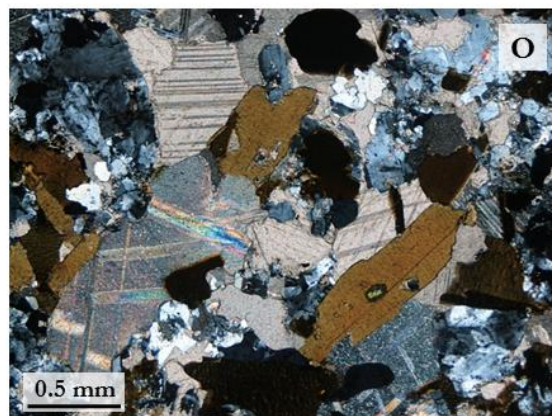
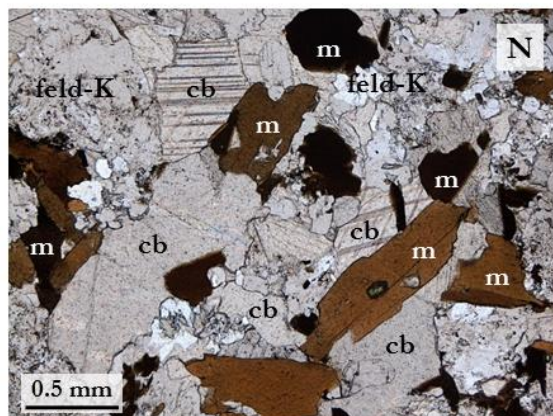
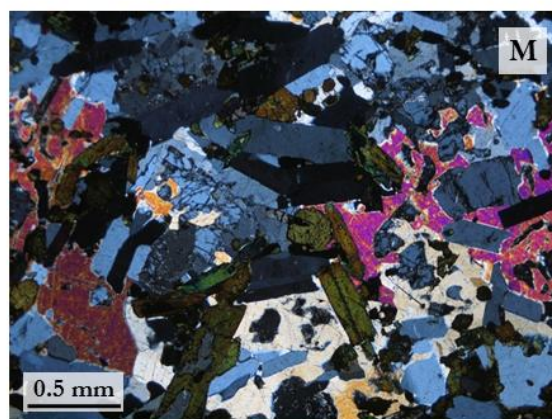
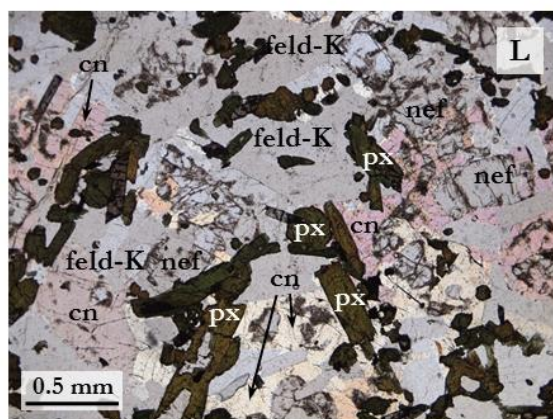
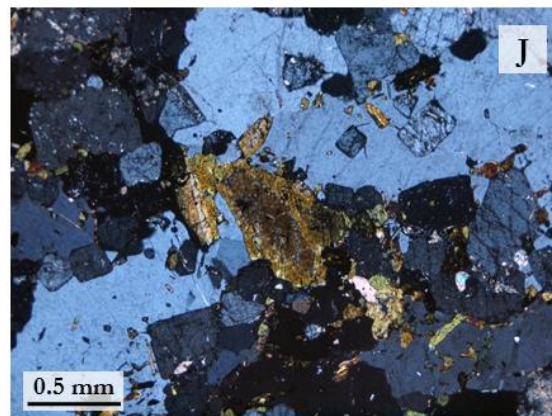
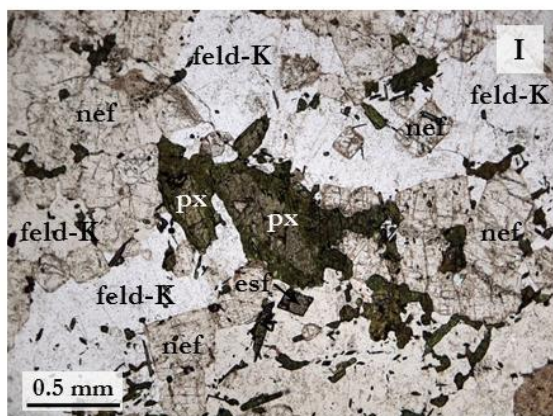


Fig. 5.4 (páginas anteriores) - Aspectos texturais e mineralógicos dos sienitos nefelínicos pertencentes a Unidade Intermédia da Ilha Brava. O primeiro conjunto de imagens (A - H) pretende, antes de mais, mostrar a imensa variabilidade textural que estas rochas apresentam, destacando-se particularmente a dimensão dos cristais que os constituem, as quais vão desde extremamente grosseiros (A e B) até bastante finos (G e H). O segundo conjunto (imagens I - Q) inclui alguns pormenores particulares que se destacam no vasto leque de amostras estudadas, nomeadamente a ocorrência de piroxenas zonadas (núcleos esverdeados e bordos acastanhados) (I e J), a presença de cancrinite primária e como produto da reacção entre a nefelina e o carbonato (L e M), a ocorrência de carbonatos primários intersticiais (N e O), e ainda um exemplar constituído essencialmente por eudialite, um silicato que acomoda importantes quantidades de Zr, Ti e elementos das terras raras (P e Q). Referência das amostras fotografadas (em nicois // e nicois ×, respectivamente): (A e B) CY-35, (C e D) CY-64, (E e F) CY-179, (G e H) CY-48, (I e J) CY-154, (L e M) CY-39, (N e O) CY-191, (P e Q) CY-69. Abreviaturas dos minerais: px, piroxena; m, mica; esf, esfena; nef, nefelina; feld-K, feldspato potássico; cb, carbonato; cn, cancrinite; eud, eudialite.

Como fases acessórias contam-se ainda a esfena, a apatite, os minerais opacos e os carbonatos. A esfena é geralmente euédrica e de tamanho reduzido, podendo, no entanto, atingir os 2 mm em algumas lâminas. Mesmo quando substituída na sua quase totalidade por óxidos, é possível identificá-la pelo seu hábito losângico e macla característica. Podem aparecer como cristais isolados, em aglomerados, por vezes associados às micas e piroxenas, ou então incluindo outras fases. A apatite, quando ocorre, fá-lo sob a forma de cristais prismáticos euédricos a subeuédricos, isolados ou em agregados, com dimensões que chegam aos 0.6 mm. Por vezes é intersticial e distingue-se do restante material félsico pelo seu relevo elevado. Os minerais opacos não ocorrem em grande abundância nem em todas as amostras. Normalmente aparecem como cristais anédricos de dimensões variáveis que podem atingir os 0.4 mm; estão muitas vezes em estreita associação com a clinopiroxena, nalguns casos substituindo-a. Por fim, para além do carbonato de origem secundária que regularmente aparece sob a forma de filonetes ou veios ou como o produto de alteração de outras fases mineralógicas, algumas amostras apresentam quantidades importantes de carbonatos ígneos primários, como é o caso dos sienitos nefelínicos do Grupo I. Esses carbonatos chegam a atingir cerca de 15-20% em algumas lâminas delgadas. Apresentam um aspecto muito semelhante ao dos carbonatitos intrusivos, sendo quase sempre intersticiais e com apatites associadas (e.g., CY-64, Figs. 5.4C e D; CY-191, Figs. 5.4N e O).

5.2.2.4. Carbonatitos intrusivos

Segundo as recomendações da IUGS quanto à sistemática das rochas ígneas (Le Maître, 2002), designa-se por *carbonatito* uma rocha que, em termos volumétricos, contenha pelo menos 50% de carbonatos. Nesta unidade foram identificados, com base na química de rocha

total (ver Capítulo 6; Woolley & Kempe, 1989), duas composições distintas de carbonatitos - calcíticos e magnesianos - ambos com cerca de 60 a 98% de calcite ou dolomite, respectivamente. A restante mineralogia nos dois tipos de carbonatitos inclui clinopiroxena, micas, apatites, feldspato potássico, minerais opacos e muito raramente esfena.

Texturalmente, os calciocarbonatitos são mais variados do que os magnesiocarbonatitos. Daquele tipo encontram-se amostras equigranulares e inequigranulares, hipidiomórficas a xenomórficas, normalmente de grão fino a médio (alviquitos), com exceção das amostras CY-144 e CY-156 que apresentam granularidade grosseira (sovitos). Os carbonatitos magnesianos (berfositos), por sua vez, e no que toca à textura, são exclusivamente equigranulares e caracterizam-se por maiores quantidades de apatite e menores de carbonatos que os seus equivalentes calcíticos (Figs. 5.5 e 5.6).

Estas rochas são constituídas por um mosaico de cristais de calcite ou dolomite, claramente anédricos, com dimensões variáveis entre 0.1 e 4 mm. Em algumas amostras é ainda possível observar inclusões fluidas. A piroxena é normalmente escassa e ocorre exclusivamente nos calciocarbonatitos, na forma de cristais anédricos a subeuédricos, de cor esverdeada, que na maioria dos casos se encontram bastante alterados, carbonatados ou parcialmente substituídos por micas. Estas constituem uma fase acessória, com exceção da amostra CY-116, onde são particularmente abundantes ($\approx 20\%$). Estão representadas por cristais anédricos de cor acastanhada, algo pleocróicos (entre tons dourados e castanho-escuro), que se encontram muitas vezes associados à clinopiroxena. Não são evidentes zonamentos composicionais mas alguns cristais podem apresentar extinção ondulante.

O feldspato potássico pode ser encontrado em 13 das 22 amostras estudadas. São sempre anédricos, com dimensões que podem chegar aos 3 mm, e encontram-se muitas vezes alterados e fracturados.

Como fases acessórias contam-se as apatites, a esfena, os minerais opacos e, mais raramente, anfíbola. As primeiras ocorrem em todas as amostras de carbonatitos magnesianos mas somente em 40% dos representantes calcíticos. Os cristais são normalmente sub-prismáticos, anédricos a subeuédricos, com dimensões que raramente ultrapassam o milímetro. Podem ocorrer dispersos pela lâmina delgada ou então em agregados de três ou mais elementos.

Os minerais opacos são bastante frequentes nestas rochas, com abundâncias que podem chegar aos 10%, aproximadamente. São exclusivamente anédricos e variam entre as poucas dezenas de milímetro e os 5 mm.

Existem evidências de deformação em praticamente todas as amostras que são, sobretudo, denunciadas pela extinção ondulante do carbonato e feldspato potássico e pela fraturação das micas e apatites.

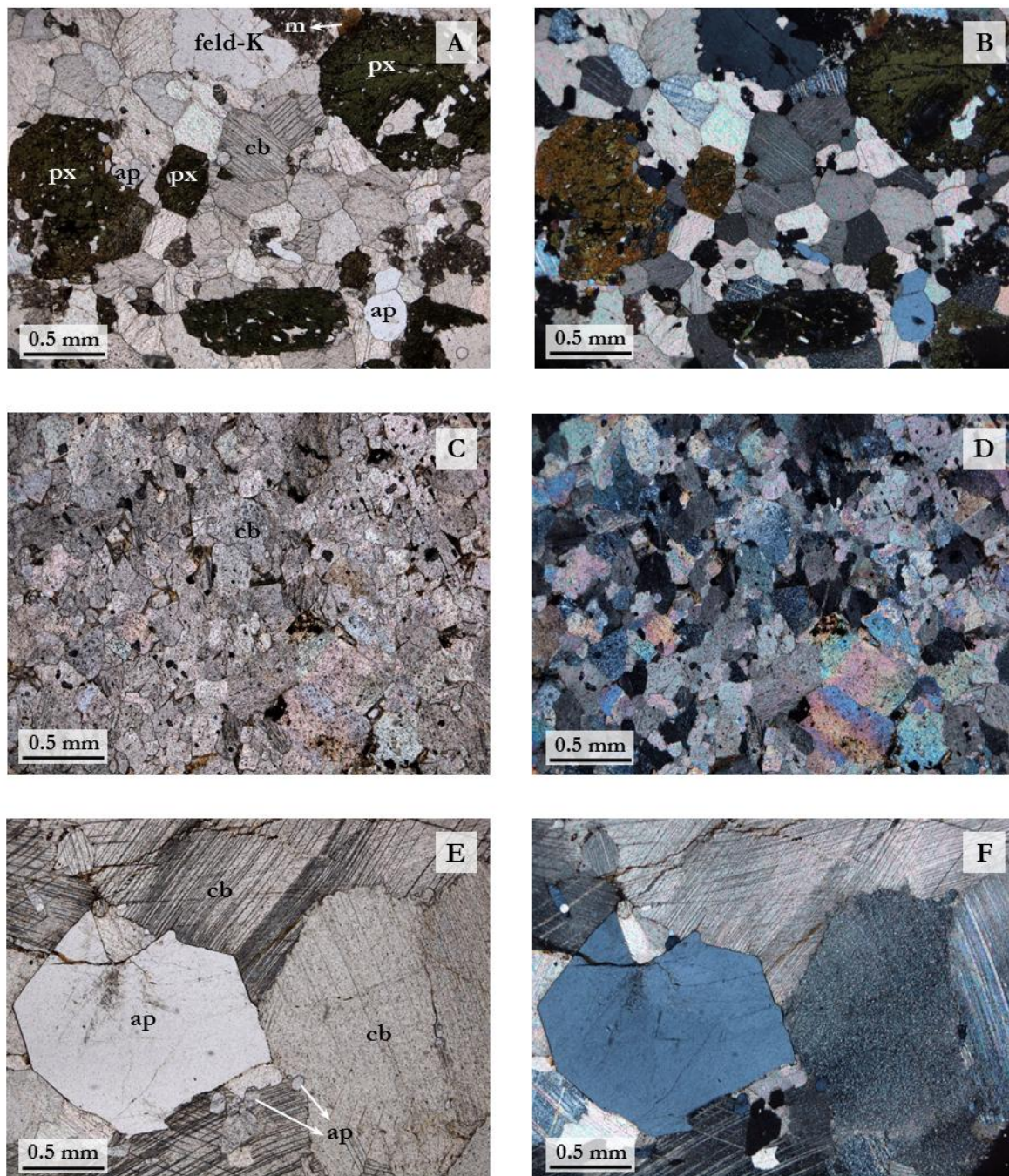


Fig. 5.5 - Aspectos texturais e mineralógicos dos carbonatitos calcícticos pertencentes à Unidade Intermédia da Ilha Brava. Estas rochas são quase exclusivamente constituídas por carbonatos (cb), tendo sido, no entanto, também identificadas piroxena (px), mica (m), apatite (ap) e feldspato potássico (feld-K). A granulometria é bastante variável, como se pode inferir pela comparação das amostras CY-144 (C e D) e CY-161 (A e B) com a CY-139 (E e F).

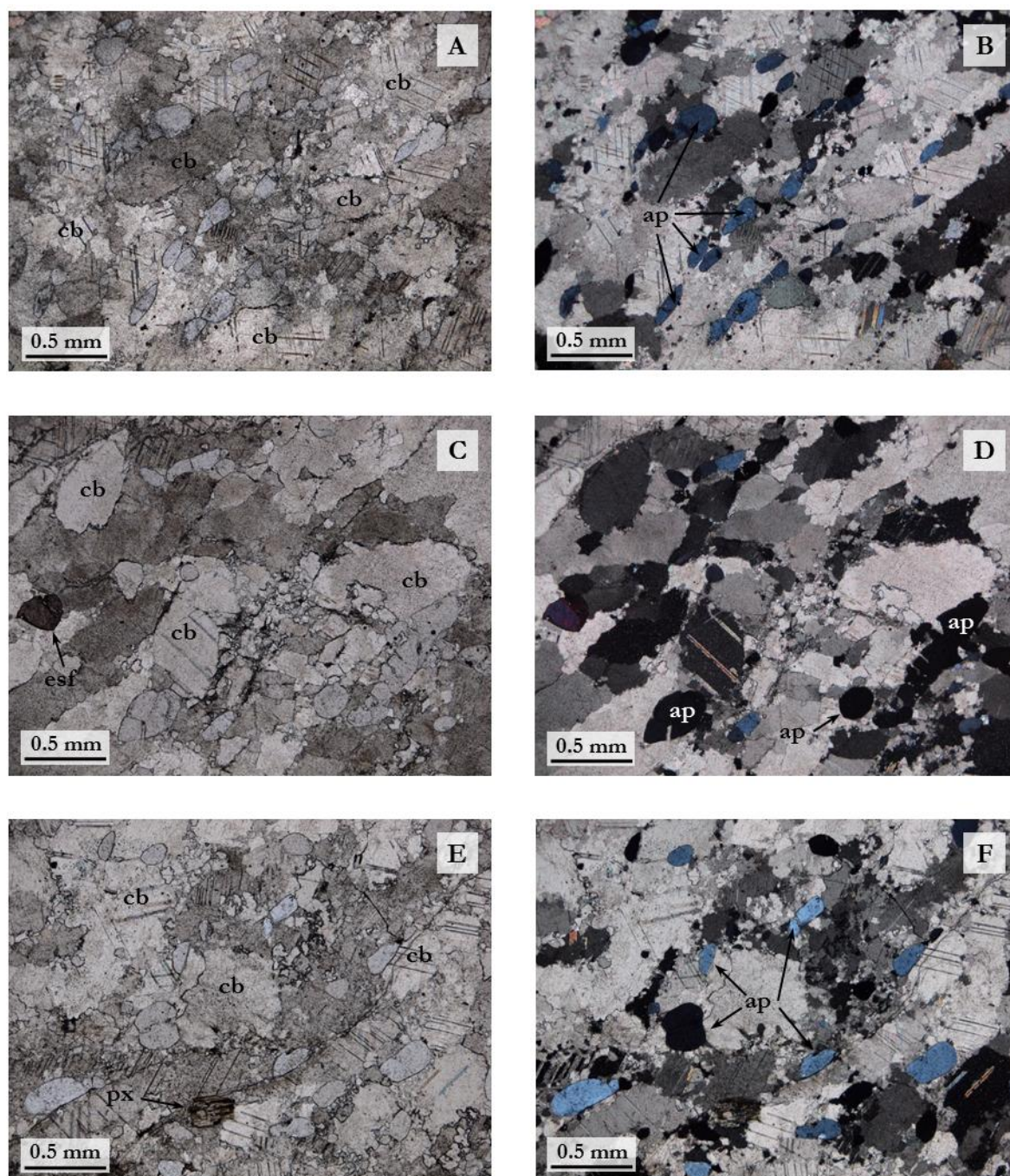


Fig. 5.6 - Aspectos texturais e mineralógicos dos carbonatitos magnesianos pertencentes à Unidade Intermédia da Ilha Brava. Estas rochas são algo distintas dos seus equivalentes calcíticos, nomeadamente no seu conteúdo mineralógico, o qual, para além da ocorrência exclusiva de dolomite (cb), inclui quantidades significativas de apatite (ap) em contraste com a quase total ausência de minerais máficos, como piroxenas (px), esfenas (esf) e minerais opacos. Do ponto de vista textural, chama-se a atenção para a ocorrência de recristalização de carbonatos intersticiais, também estes de natureza dolomítica. Referência das amostras fotografadas (em nicos // e nicos x, respectivamente): (A e B) CY-110, (C e D) CY-112, (E e F) CY-117.

5.2.3. Unidade Superior

5.2.3.1. Rochas máficas

À semelhança do já descrito para as rochas máficas da Unidade Inferior, também aqui, em virtude do seu carácter vulcânico, ocorre um predomínio de texturas inequigranulares microporfíricas, holocristalinas, sendo no entanto, muito mais abundantes os exemplares com grau de vesicularidade elevado (Fig. 5.7). A granularidade que define a generalidade das amostras varia entre fina a média.

Na maioria dos exemplares amostrados, as gerações feno- e microfenocristalina incluem olivina e piroxena, sendo normalmente este último o mais abundante. Em quatro amostras (CY-31, CY-32, CY-45 e CY-61), contudo, a olivina não foi identificada, tendo sido apenas observado estruturas totalmente carbonatadas e serpentinizadas com hábito prismático, típico desta fase mineral, o que sugere ter feito outrora parte da paragénese destas rochas.

Os fenocristais de piroxena são essencialmente do tipo augite titanífera euédricos a subeuédricos (0.2 - 2.0 mm), apresentando uma tonalidade castanho claro arroxeadada frequentemente com núcleo esverdeado, o que lhe confere um zonamento concêntrico visível quer em núcleos paralelos quer cruzados. No núcleo de alguns cristais mais fortemente zonados são também frequentes inclusões de minerais opacos e carbonatos. Muitos cristais apresentam-se francamente corroídos, traduzido quer por bordos extremamente irregulares, sendo observáveis golfos de corrosão, quer por núcleos cravejados de inclusões de minerais. Os microfenocristais de piroxena são do mesmo tipo, inferiores a 0.1 mm, e apresentam hábito prismático alongado sendo, contudo, essencialmente anédricos. Com excepção deste aspecto, são bastante semelhantes aos ocorrentes na geração fenocristalina (Fig. 5.7).

A olivina, quando ocorre, apresenta dimensões inferiores a 3.0 mm. Os cristais são euédricos a subeuédricos, quase sempre delimitados por orlas de reacção ou apresentando golfos de corrosão e formas esqueléticas. Outros ainda encontram-se significativamente sub-arredondados (Figs. 5.7C-E).

Para além daquelas duas fases minerais ocorrem ainda minerais opacos euédricos a subeuédricos, mais frequentes como microfenocristais do que fenocristais, e com dimensões variáveis entre 0.1 e 2.0 mm. Em algumas amostras foram ainda identificados minerais félsicos, que podem corresponder a nefelina e/ou feldspato, uma vez que se determinaram

figuras de interferência uniaxiais e biaxiais. Estes são normalmente anédricos e encontram-se bastante corroídos/arredondados.

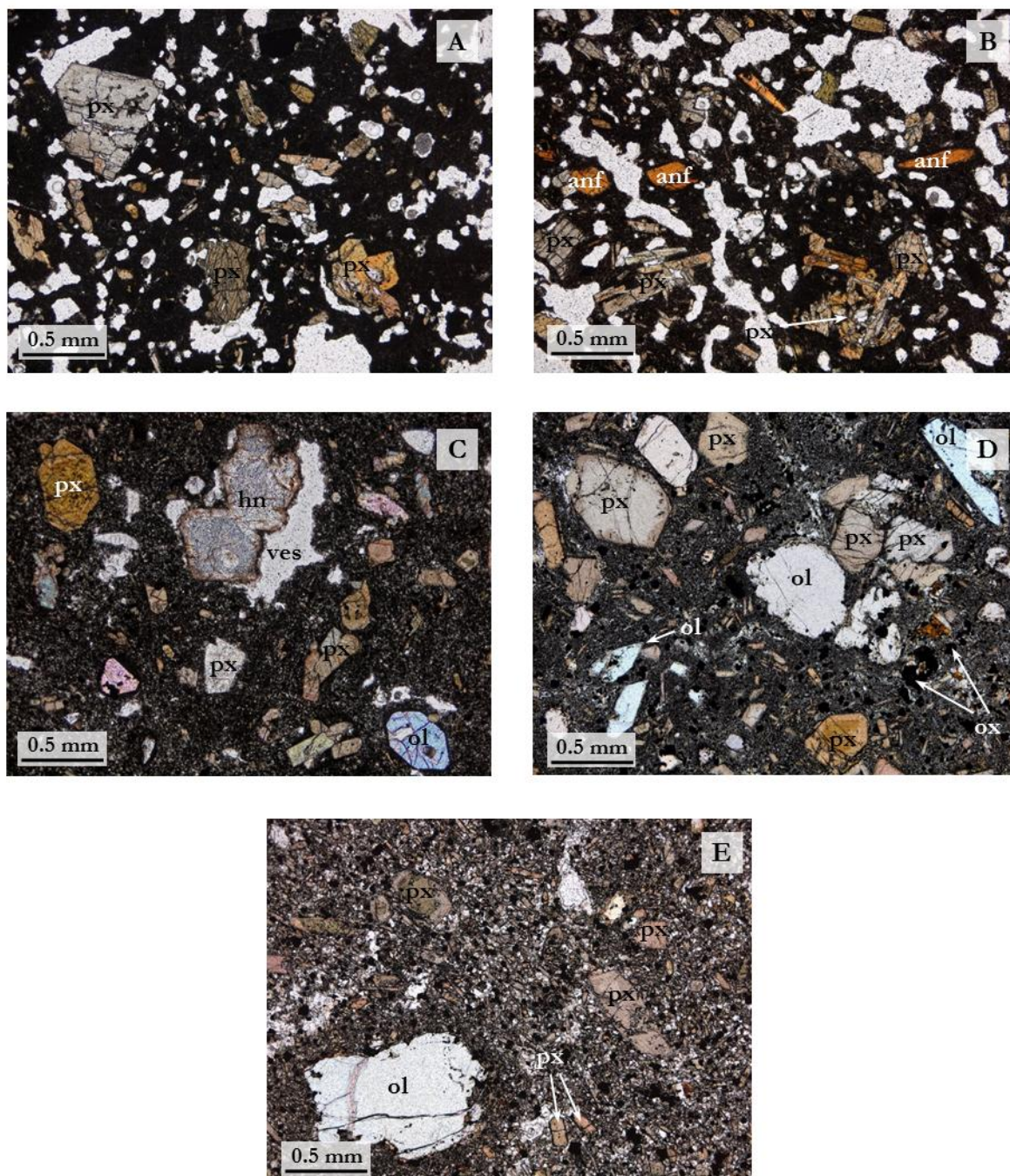


Fig. 5.7 - Aspectos texturais e mineralógicos das rochas máficas pertencentes a Unidade Superior da Ilha Brava. Em contraste com as suas equivalentes mais antigas, aflorantes na Unidade Inferior, estas rochas caracterizam-se quase sempre por texturas intensamente vesiculares (ves), como é o caso, por exemplo, das amostras CY-32 e CY-45 (A e B), cuja matriz, extremamente fina, impossibilita a análise do seu conteúdo mineralógico. Para além da piroxena (px) e olivina (ol) (esta última nem sempre presente em todas as amostras estudadas), estas rochas contêm anfíbola (anf, em todas as gerações cristalinas das amostras CY-32 e CY-45), minerais opacos (ox) e félsicos (estes últimos ocorrem exclusivamente na matriz, onde é difícil determinar a sua natureza: nefelina?, feldspato potássico?). Nas amostras mais evoluídas deste conjunto litológico,

(*cont.*) composicionalmente classificadas como fonotefritos (CY-199 e CY-200 (C); ver Capítulo 6), foram encontrados minerais do grupo na sodalite (hn, hauina?), onde são relativamente abundantes na geração fenocristalina mas raros na microfenocristalina. O seu interior apresenta-se como um “rendilhado” que é característico destes minerais, formado essencialmente por minerais opacos, os mesmos podendo, por vezes, ocupar quase a totalidade do cristal. Todas as amostras aqui apresentadas foram fotografadas em nicois //. Referência das amostras fotografadas: (A) CY-32, (B) CY-45, (C) CY-200, (D) CY-274, (E) CY-99.

Nas amostras onde a olivina não se encontra presente é comum ocorrerem cristais pleocróicos euédricos a sub-euédricos de anfíbola castanha, com dimensões que normalmente não ultrapassam os 2.0 mm (Figs. 5.7A, B).

A matriz destas rochas é, na esmagadora maioria dos casos, extremamente fina, permitindo somente identificar os minerais máficos que a constituem, entre os quais contam-se a piroxena e os minerais máficos, rara biotite e anfíbola. Relativamente à componente félsica, dada a dimensão dos cristais, a sua natureza exacta foi impossível de avaliar através de observação petrográfica e análise química por microsonda electrónica. No entanto, pontualmente conseguiu-se determinar algumas propriedades ópticas, permitindo sugerir que a grande parte destes minerais corresponde a nefelina e feldspato alcalino.

5.2.3.2. Nefelinitos fonolíticos e fonólitos

As rochas félsicas que afloram na unidade mais recente da Ilha Brava foram classificadas, segundo os critérios estabelecidos pela Subcomissão da Sistemática de Rochas Ígneas da IUGS (ver Capítulo 6), como nefelinitos fonolíticos e fonólitos. Considerados isoladamente, do ponto de vista petrográfico estes dois tipos litológicos não diferem muito entre si. Para uma visão mais detalhada da mineralogia constituinte de cada amostra estão disponibilizados quadros-síntese no Anexo II.

No geral, as rochas fonolíticas (*s.l.*) englobam duas classes texturais distintas: uma (micro)porfírica inequigranular holocristalina, onde feno- e microfenocristais de natureza diversa estão embebidos por uma matriz cristalina fina (Figs. 5.8A-H), e outra microporfírica onde os cristais mais desenvolvidos encontram-se mergulhados numa matriz de material parcialmente vítreo (hemicristalina) (Figs. 5.8I-Q).

As rochas hemicristalinas são microporfíricas, algumas delas algo vesiculares, com uma mineralogia variada no que respeita quer à geração feno- e microfenocristalina, quer à matriz.

Os fenocristais mais abundantes são de hauina⁴¹, nefelina, feldspato alcalino, clinopiroxena e esfena, estando também presentes, mas não em todas as amostras, leucite, apatite e minerais opacos. Estes cristais encontram-se dispersos numa matriz parcialmente vítrea.

No caso das rochas holocristalinas, a paragénese mineral é muito idêntica e encontra-se inserida numa matriz cristalina de granularidade fina a muito fina. Nota-se, contudo, que nestas amostras a proporção de minerais máficos, como a clinopiroxena e a esfena, é ligeiramente mais abundante.

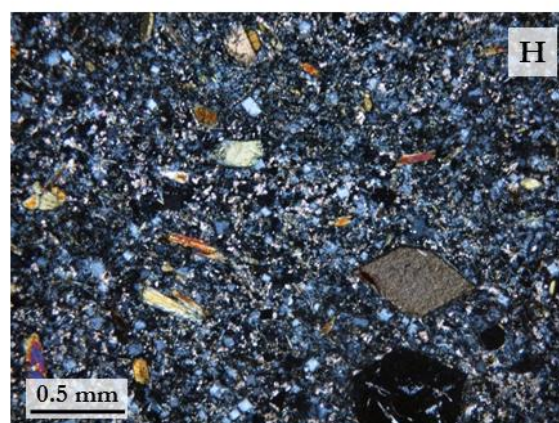
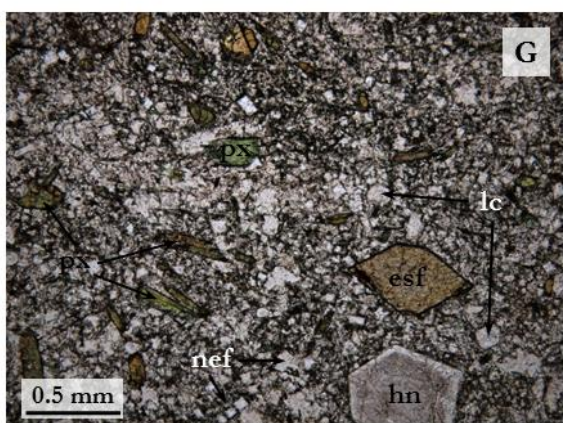
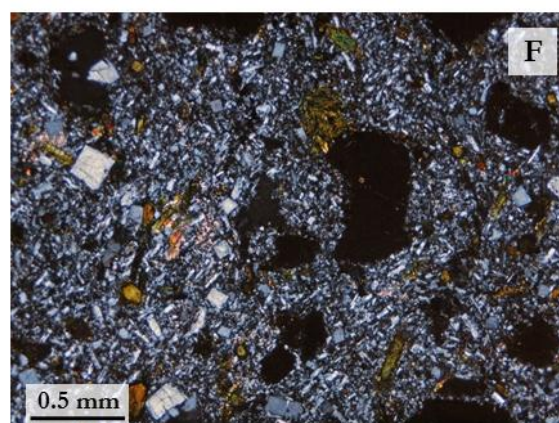
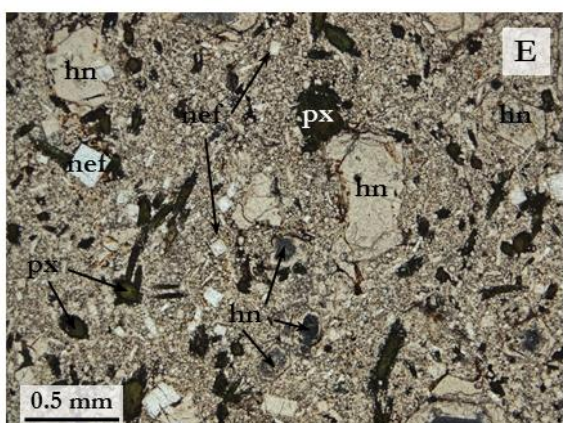
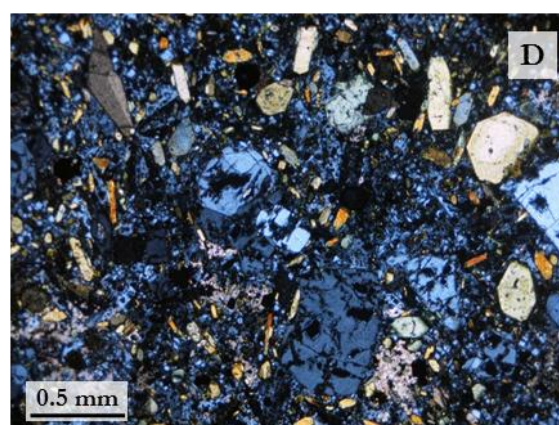
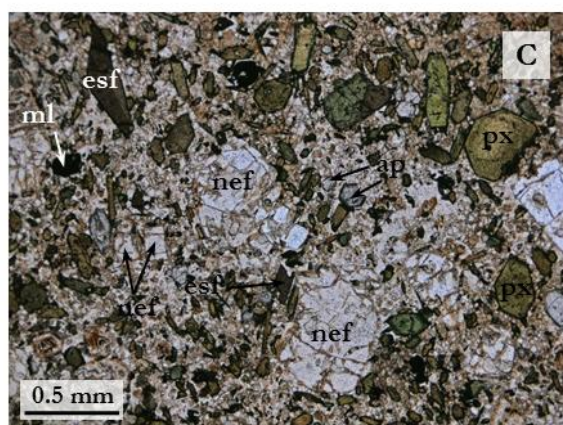
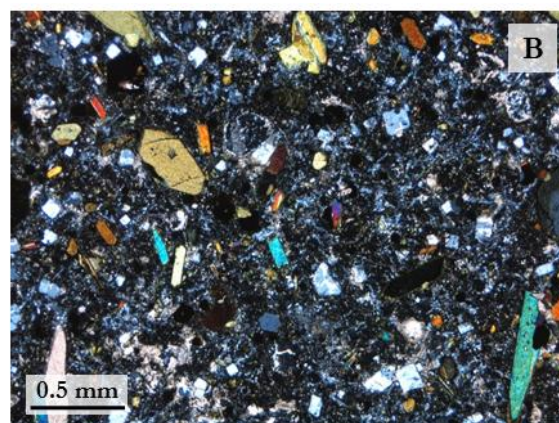
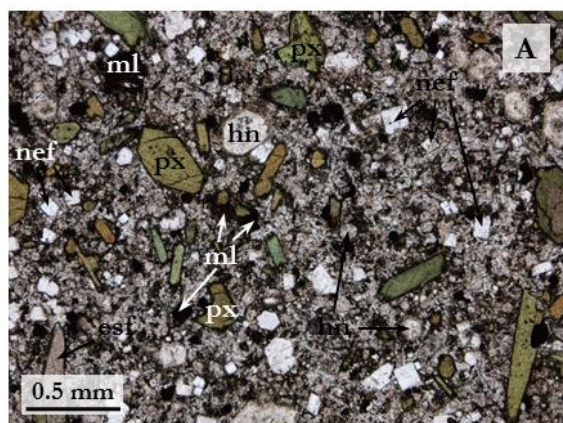
A hauina assume um papel digno de nota nas três gerações cristalinas (fenocristais, microfenocristais e matriz) de praticamente todas as amostras de rochas félsicas estudadas. São quase sempre cristais bem desenvolvidos (chegando por vezes a atingir quase meia dezena de milímetro), euédricos a subeuédricos, normalmente incolores com excepção de uma amostra onde adquire tons de azul pálido (CY-193, Fig. 5.8R). Este mineral é, na maioria dos casos, facilmente identificável pela “rede” de materiais opacos que normalmente preenchem a zona central dos cristais. Em algumas amostras a sua abundância é tal que faz parecer um cristal único de mineral opaco (Fig. 5.8S). Para além disso, estes óxidos podem ainda estar alterados, adquirindo tons alaranjados. A hauina pode ocorrer tanto isoladamente como reunida em pequenos aglomerados.

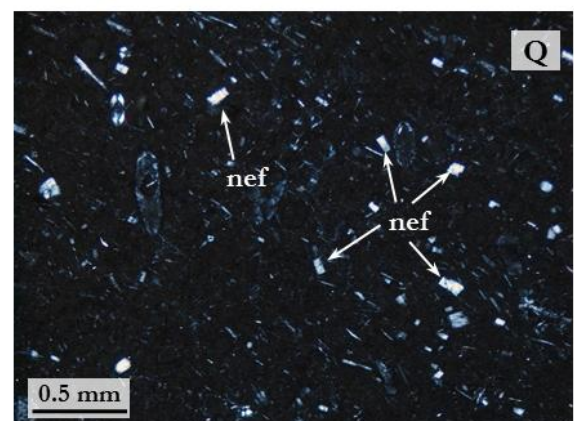
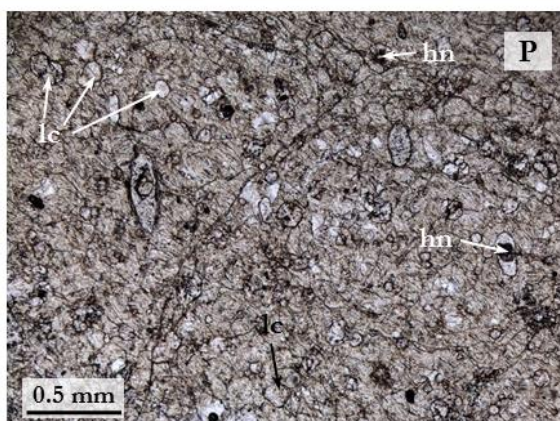
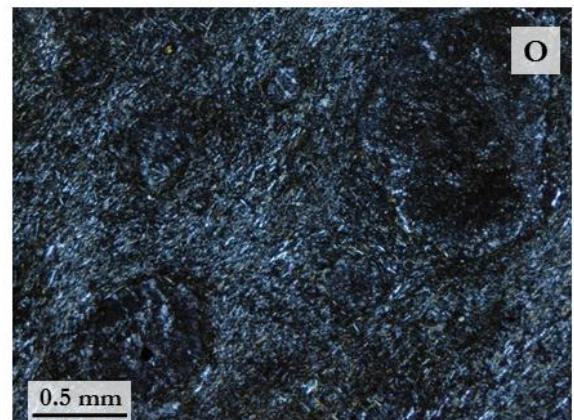
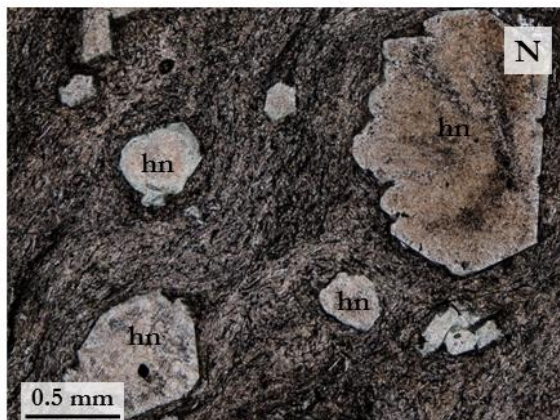
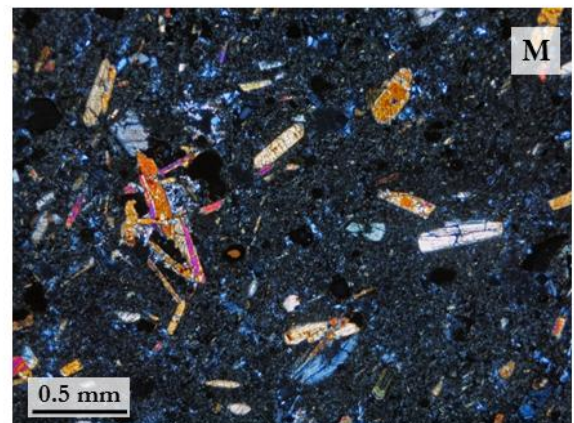
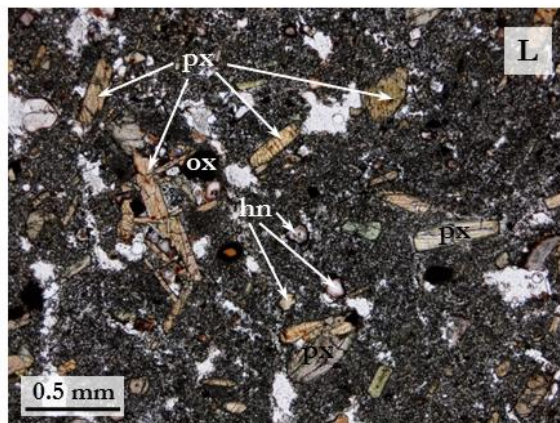
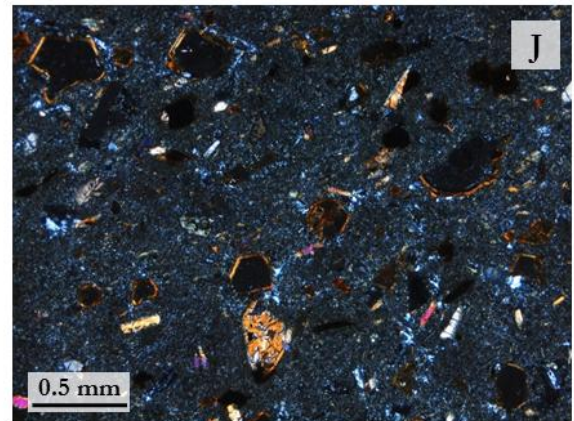
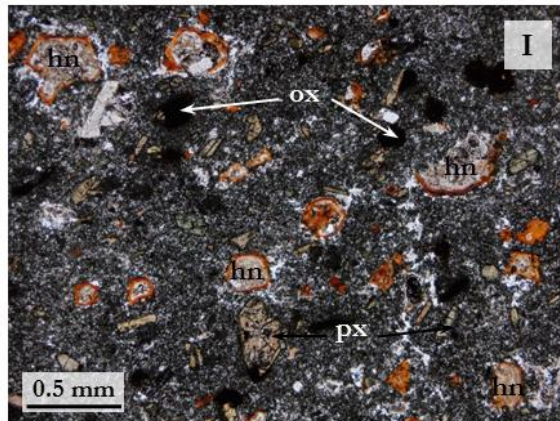
A nefelina ocorre também com manifesta frequência na esmagadora maioria das amostras, com particular incidência na matriz, ainda que seja possível encontrá-la nas restantes gerações cristalinas. São cristais normalmente euédricos a subeuédricos, com dimensões que podem atingir poucos milímetros (Figs. 5.8C-D, E-F, S).

O feldspato potássico nem sempre ocorre na geração fenocristalina, sendo mesmo mais abundantes na matriz, onde são habitualmente anédricos. Os cristais de maiores dimensões, que podem atingir os 4 mm, são menos frequentes e apresentam contornos euédricos a subeuédricos.

A clinopiroxena surge sempre com coloração verde, sendo em muitos casos pleocróica, onde também adquire tons acastanhados. O mesmo se verifica quando um zonamento óptico, do tipo sectorial e concêntrico, é discernível. Os feno- e microfenocristais são euédricos a subeuédricos, com dimensões inferiores a 3 mm, encontrando-se quer isolados quer em agregados. Os cristais da matriz, quando os foi possível observar, ocorrem normalmente sob a forma lamelar, acicular ou prismática (Figs. 5.8A-H, L-M).

⁴¹ Para simplificação de leitura, os minerais do grupo da sodalite (hauina, noseana e sodalite) são referidos no texto apenas como “hauina”.





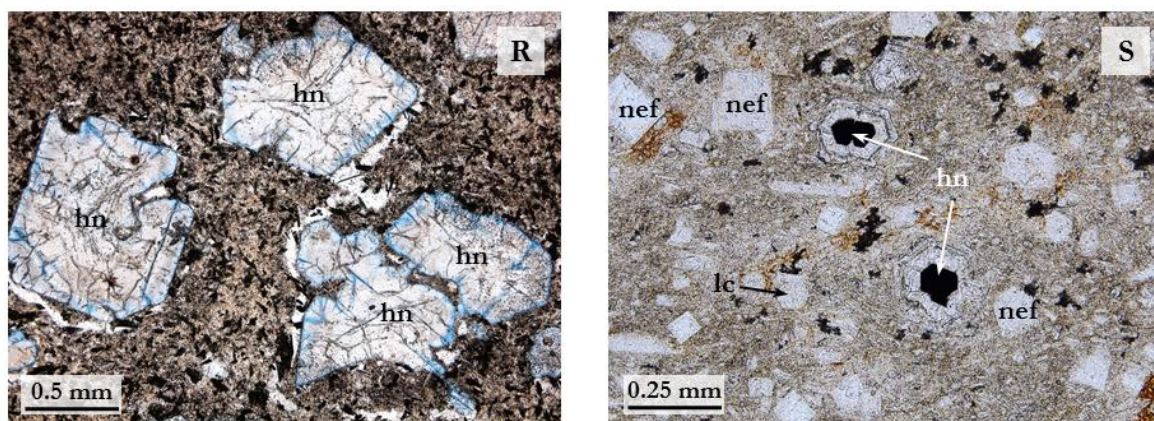


Fig. 5.8 (páginas anteriores) - Aspectos texturais e mineralógicos das rochas félsicas pertencentes a Unidade Superior da Ilha Brava. Como se comprova pelas imagens apresentadas, estas amostras são extremamente diversificadas. Neste conjunto litológico predominam as texturas (micro)porfíricas, porém, enquanto em algumas amostras os feno- e microfenocristais estão englobados por uma matriz cristalina, que pode ser mais ou menos fina (e.g., A - H), noutras essa matriz é parcialmente vítrea, hemicristalina (I - Q). A paragénes mineralógica habitualmente encontrada nestas rochas inclui piroxena (px), esfena (esf), minerais opacos (ox), melanite (ml), nefelina (nef), hauina (hn, grupo da sodalite), apatite (ap), leucite (lc) e raro feldspato potássico, este último sendo mais comumente encontrado na matriz. Por vezes, é possível encontrarem-se amostras onde os cristais da matriz estão orientados traduzindo uma direcção de fluxo, como é o caso, por exemplo, do fonólito CY-123. Os minerais do grupo da sodalite (aqui designados por “hauina”, pela mesma razão já mencionada noutras situações anteriormente) são, sem dúvida, das fases minerais mais abundantes nestas rochas, ocorrendo praticamente em todas as amostras estudadas. Estes são encontrados sob as mais diversas formas e dimensões, sendo, talvez, as que ocorrem na amostra CY-193 as mais espectaculares pelos seus contornos azulados (R). Não menos interessantes são os cristais de hauina que constituem a amostra CY-252 (S), pela elevada densidade de minerais opacos que, ao invés de formarem um “rendilhado” no interior do grão, como, aliás, tem sido frequentemente salientado para outras amostras, preenchem de forma maciça o núcleo daqueles cristais. Uma característica generalizada destas amostras é também a presença de carbonatos secundários, que podem estar mais ou menos disseminados pela lâmina. Referência das amostras fotografadas (em nicois // e nicois \times , respectivamente, com excepção das últimas duas (R e S), que apenas apresentam-se em nicois //): (A e B): CY-15, (C e D): CY-81, (E e F): CY-188, (G e H): CY-234, (I e J): CY-205, (L e M): CY-215, (N e O): CY-123, (P e Q): CY-259, R: CY-193, e S: CY-252.

A restante mineralogia que se pode encontrar tanto na geração fenocristalina como na matriz inclui, como referido, esfena, leucite, apatite e minerais opacos, para além da melanite, que ocorre somente na geração microfenocristalina de quatro amostras (CY-15, CY-81 e CY-138; Figs. 5.8A-D). A esfena, podendo atingir dimensões da ordem de alguns milímetros, normalmente aparece como cristais euédricos reduzidos, à escala dos restantes microfenocristais. A leucite, mineral pouco frequente nas rochas de Cabo Verde, é abundante em algumas amostras onde exhibe formas hexagonais quase perfeitas tanto quando inclusos na matriz como quando fazendo parte da geração microfenocristalina. Os seus cristais são de pequenas dimensões e possuem numerosas pequenas inclusões de clinopiroxena. A apatite, por sua vez, foi identificada apenas em algumas amostras onde ocorre geralmente como

microfenocristais com dimensões que dificilmente atingem meio milímetro. Por fim, os minerais opacos aparecem em contextos diversos, primários ou substituindo outros minerais. Como tal, os seus contornos são invariavelmente anédricos e as suas dimensões variáveis. A melanite, com a sua coloração vermelho-acastanhada intensa, destaca-se fortemente na lâmina delgada. São cristais anédricos pouco desenvolvidos que ocorrem quase sempre em grãos isolados (Figs. 5.8A-D).

Em algumas amostras assinala-se a ocorrência de uma carbonatação generalizada, o que se traduz pela presença de carbonato secundário e alteração, que varia entre incipiente a moderada, de alguns minerais, nomeadamente a nefelina e hauína.

5.2.3.3. Carbonatitos extrusivos

De acordo com a sistemática de Wooley & Kempe (1989), todas as amostras estudadas classificam-se como calciocarbonatitos (Capítulo 6), o que dada a sua granularidade fina permite designá-las por alviquitos (Le Maître, 2002), ocorrendo sobretudo como depósitos piroclásticos ainda que tenha sido identificada no campo um afloramento de escoada lávica (ver Capítulo 3).

Os termos piroclásticos apresentam dimensões das cinzas (granularidade média: 0.15 - 0.20 mm) e caracterizam-se por estruturas globulares no interior das quais se individualizam pequenos bastonetes de carbonato sem qualquer orientação preferencial. Estes são frequentemente constituídos por microgrânulos de recristalização tardia. Por vezes, o limite daquelas estruturas globulares é de difícil observação, talvez devido aos processos subsequentes de recristalização que tiveram lugar nestas rochas. Em termos do conteúdo mineralógico, são essencialmente constituídos por carbonatos, escassa apatite e biotite.

Os representantes lávicos, por sua vez, distinguem-se pela evidente orientação de fluxo materializada pelos bastonetes de carbonato, sendo esta muito bem definida em algumas amostras. É comum estes bastonetes apresentarem uma orientação curvilínea, resultado da interferência de elementos de outras litologias na direcção do fluxo. Em termos de granularidade, estas amostras não são muito diferentes das representativas dos depósitos de cinzas. Tal como no caso anterior, também aqui os bastonetes são constituídos por microgrânulos de carbonato, resultado de processos de recristalização tardios. Quanto à mineralogia, estas rochas são fundamentalmente constituídas por carbonatos, ainda que se encontrem raros cristais de biotite e apatite.

Tanto em amostras representativas de escoadas lávicas como de depósitos piroclásticos foram observados encraves/xenólitos de material constituinte da sequência estratigráfica subjacente, nomeadamente piroxenitos e fonólitos. Foram identificados igualmente raros xenocristais de biotite, piroxena sódica e feldspato alcalino, provenientes das mesmas litologias referidas.

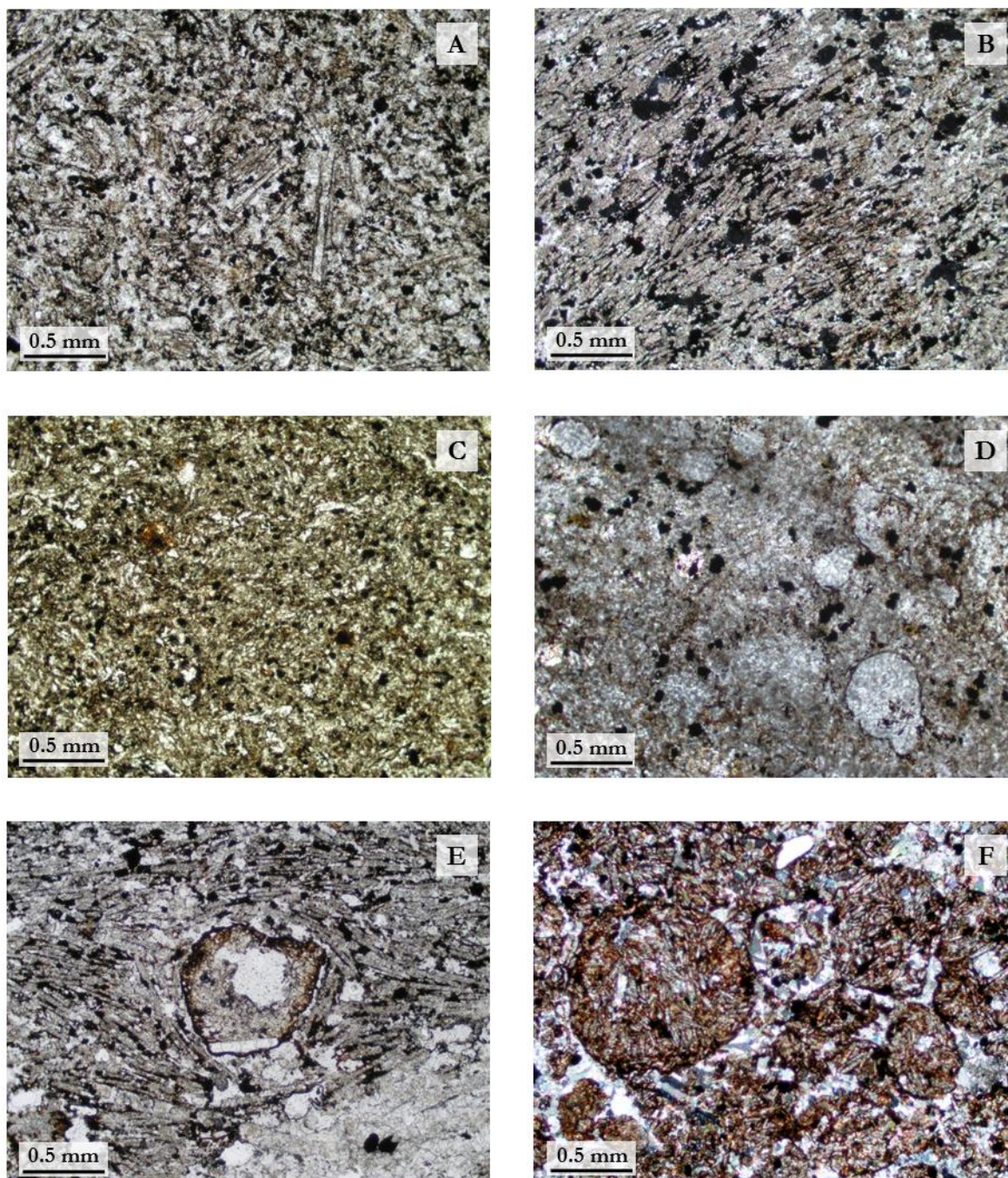


Fig. 5.9 - Aspectos texturais e mineralógicos dos carbonatitos cálcicos extrusivos pertencentes a Unidade Superior da Ilha Brava. (A) Fenocristais tabulares de calcite, com orientações várias, inseridos numa matriz de cinzas de granularidade muito fina (Santa Bárbara, amostra CY-219, nícois //); (B) Textura “fluidal” bem desenvolvida de uma lava carbonatítica (Santa Bárbara, CY-222, nícois ×), definida por cristais tabulares

orientados de calcite; (C) e (D) Aspectos da margem de arrefecimento de um filão carbonatítico (Tantum, amostra CY-261, nicois // e nicois x, respectivamente), sendo que em (C) se pode ver o aspecto granulométrico desta rocha, muito fino, e em (D) o sector interno da margem de arrefecimento com esferas de carbonatitos inseridas numa matriz muito fina; (E) Amostra com cristais tabulares de calcite com orientação de fluxo bem desenvolvida que ocorre sob a forma de uma fina película envolvendo blocos de rochas fonolíticas, os quais pertencem a um depósito de fluxo de cinzas e blocos (Morro das Pedras, amostra CY-94, nicois x); (F) Depósito de tufo de cinzas (zona a SW da vila do Cachaço, amostra CY-246, nicois x).

5.3. Breve caracterização química das principais fases minerais constituintes

As concentrações elementares são tipicamente expressas em peso-% dos seus óxidos (na terminologia inglesa, são expressas como wt.%). Por uma questão de congruência com a bibliografia internacional, a mesma terminologia será adoptada ao longo deste trabalho.

5.3.1. Olivina

Na Ilha Brava, a olivina ocorre somente nas rochas máficas extrusivas das unidades Inferior e Superior, sempre nas gerações fenocristalina e, mais raramente, microfenocristalina. Nas amostras onde foi identificada aparece rivalizando com a piroxena, sendo muito poucas aquelas que o orto-silicato domina.

A estrutura do grupo da olivina⁴² consiste em tetraedros isolados de silício-oxigénio (SiO_4) ligados por átomos divalentes (Mg, Fe) em coordenação octaédrica com o oxigénio. A composição química destes minerais varia entre Mg_2SiO_4 (forsterite) e Fe_2SiO_4 (faialite), estando aquelas designações restringidas às composições Fo_{100-90} e Fo_{10-0} , respectivamente (Deer et al., 1992); a nomenclatura dos membros intermédios da série é apresentada na Fig. 5.10. Neste trabalho, a fórmula estrutural foi calculada com base em 4 oxigénios e a variabilidade química das olivinas expressa em termos da proporção molecular de forsterite na solução sólida entre forsterite e faialite.

Em muitos cristais naturais, e particularmente nas olivinas mais ricas em ferro, há uma pequena substituição de (Mg, Fe) por Mn e Ca. O níquel e o crómio estão geralmente presentes nas olivinas ricas em magnésio.

⁴² A fórmula química geral das olivinas é $(\text{Ca}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+}, \text{Mg}^{2+})_2\text{SiO}_4$. A estrutura da olivina é constituída por duas posições octaédricas, M1 e M2, ocupadas pelo Fe e Mg, e uma octaédrica ocupada pelo Si.

No diagrama da figura que se segue foram projectadas as composições dos bordos e núcleos dos cristais de olivina constituintes das lavas da Brava, os quais invariavelmente caem no campo dos crisólitos. Não se observam variações importantes nas percentagens de molécula forsterítica (Fo) entre as amostras estudadas das duas unidades estratigráficas (Unidade Inferior: Fo = 80.47 - 90.28%; Unidade Superior: Fo = 82.02 - 89.68%).

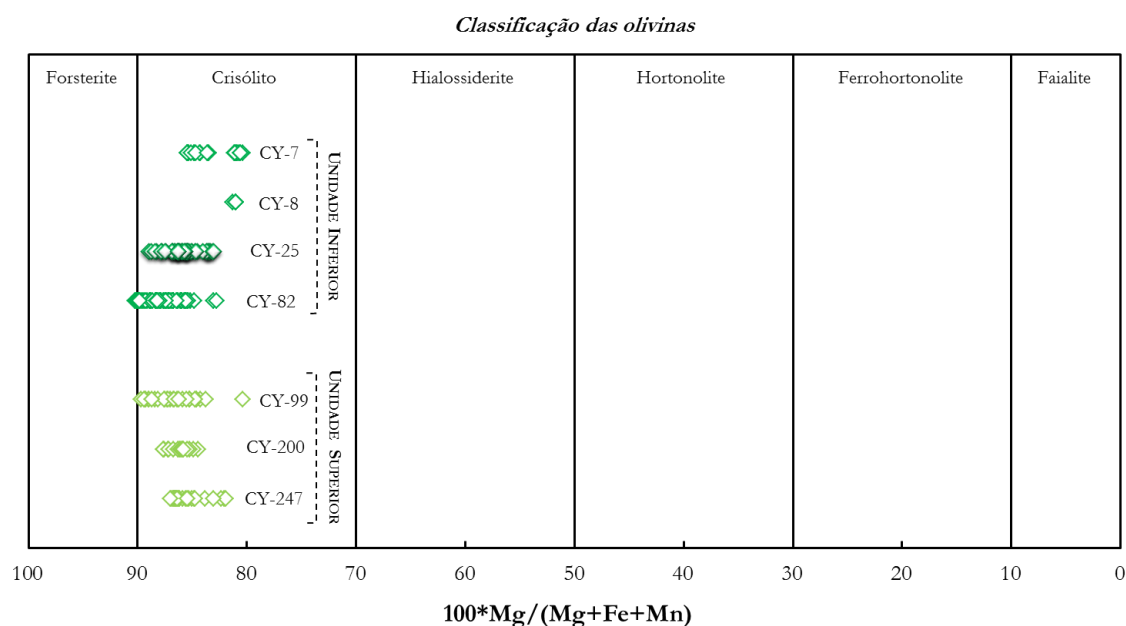


Fig. 5.10 - Diagrama de classificação de olivinas segundo Deer et al. (1992) mostrando a gama de variação observada em cada uma das amostras analisadas em rochas máficas extrusivas das unidades Inferior e Superior da Ilha Brava.

Muito embora todas as análises efectuadas em cristais de olivina (bordos e núcleos) para o presente estudo permitam classificá-las como crisólitos, nem por isso deve ser ignorada a variabilidade composicional intracristalina. É de conhecimento geral que as modificações da composição química do líquido magmático ficam registadas nos minerais que a partir dele cristalizam. Estas podem ser detectadas a partir de estudos comparativos das variações nas abundâncias elementares que ocorrem de forma gradual ou brusca dos bordos para o núcleo de cada cristal individual. A existência de zonamento químico é, assim, frequente na maioria dos fenocristais analisados, testemunhando a ocorrência de uma reacção incompleta entre o líquido magmático e a olivina no decurso dos processos de diferenciação do magma.

Durante tais processos de evolução magmática (materializada pela diminuição no teor percentual em forsterite na Fig. 5.11), observa-se um decréscimo nas concentrações de NiO concomitantemente com um aumento generalizado de CaO e MnO do núcleo para os bordos dos cristais de olivina em ambas as unidades estratigráficas.

A partilha dos elementos traço entre a olivina e o líquido magmático pode ser descrita pelo coeficiente de partição⁴³ D (Eq. 5.1):

$$D_i^{\text{ol/liq}} = \frac{C_i^{\text{ol}}}{C_i^{\text{liq}}} \quad \text{Eq. 5.1}$$

onde C_i^{ol} é a concentração (em moles) do componente i (óxido; e.g., FeO, NiO, CaO, etc.) na olivina e C_i^{liq} é a concentração do mesmo componente no líquido. Quando D é superior a 1, o componente em questão é compatível com a olivina, sendo considerado incompatível quando D é inferior à unidade. Os coeficientes de partição são controlados pela composição das fases envolvidas, bem como pela pressão, temperatura, fugacidade de oxigénio e composição do magma (e.g., Blundy & Wood, 2003).

Dos elementos traço referidos anteriormente, o níquel é o único elemento fortemente compatível com a olivina, sendo o seu coeficiente de partição dependente essencialmente da composição do magma (Hart & Davis, 1978; Leeman & Lindstrom, 1978; Kinzler et al., 1990). Portanto, a diminuição em NiO do núcleo para os bordos dos cristais aqui analisados justifica-se pelo progressivo empobrecimento do magma neste elemento devido a cristalização prévia de olivina. Já o MnO e o CaO apresentam um comportamento inverso, observando-se teores mais elevados nos bordos do que no núcleo. O Ca e o Mn alojam-se preferencialmente na posição M2 da olivina, ao contrário do Ni que normalmente se posiciona em M1.

A esmagadora maioria dos cristais analisados caracteriza-se por algum zonamento composicional, que pode ser mais ou menos pronunciado, mas quase sempre do tipo normal, ou seja, com os teores de Fo a diminuírem no sentido núcleo → bordo. Todavia, foram observados pontualmente alguns cristais com zonamento inverso caracterizados pelo aumento da molécula forsterítica no bordo do cristal relativamente ao núcleo (Tabela 5.1). Zonamentos inversos têm sido descritos em rochas equivalentes de outras ilhas cabo-verdianas, tendo sido encontrado no Sal (Torres, 1998), em Santiago (Martins, 2003) e em São Vicente (Trindade, 2002) e serão indicativos de processos de recarga das câmaras magmáticas por líquidos de composição mais primitiva que aqueles a partir dos quais tinham cristalizado os núcleos dos referidos cristais. Alternativamente poderão representar olivinas que terão cristalizado em

⁴³ Seguindo as recomendações de Beattie et al. (1993), o símbolo D será utilizado para representar os *coeficientes de partição*, ou seja, a razão das concentrações de um componente (e.g., óxido) entre duas fases (mineral e líquido). Já a razão entre coeficientes de partição D será representada pelo símbolo K_D , recebendo a designação de *coeficientes de distribuição*. A expressão matemática que descreve esta relação pode ser encontrada mais abaixo (Eq. 5.3).

câmaras magmáticas zonadas. Nesta perspectiva, terão iniciado o seu processo de crescimento numa região da câmara onde o processo de evolução magmática estava relativamente mais avançado (líquidos com mais baixos valores de Mg#) e continuando/terminando em zonas preenchidas por magmas com mais alto Mg#, para onde teriam sido deslocados por precipitação gravítica.

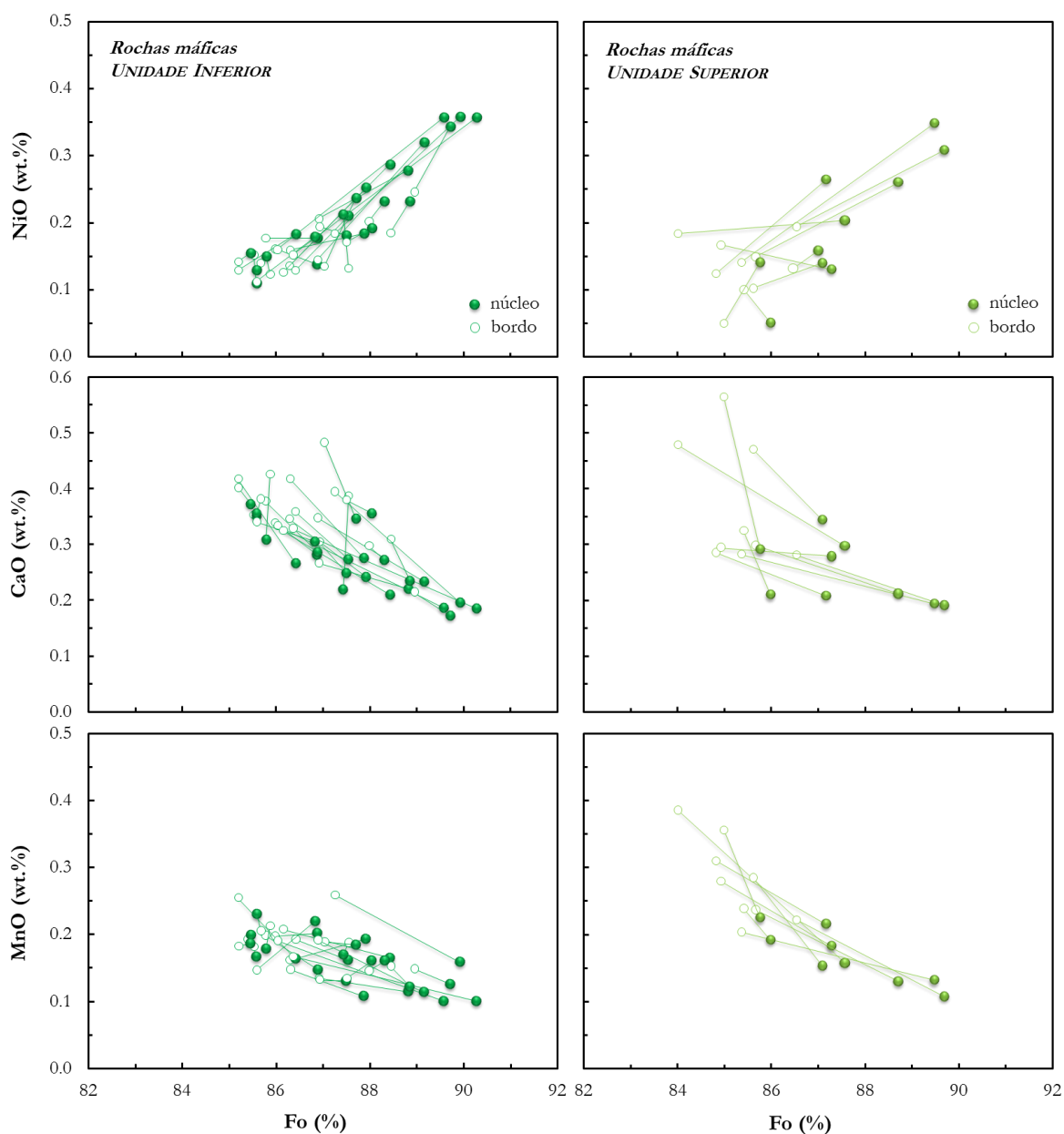


Fig. 5.11 - Variação das concentrações de NiO, CaO e MnO com a percentagem de forsterite (Fo) nas rochas máficas das unidades Inferior (à esquerda) e Superior (à direita).

Tabela 5.1 - Dados químicos de olivinas com zonamento inverso (quanto ao teor de forsterite, Fo) obtidos por análise de fenocristais (F) e microfenocristais (MF) em amostras de rochas máficas extrusivas das unidades Inferior (CY-25 e CY-82) e Superior (CY-99) da Ilha Brava.

	Amostra	Ref.	Tipo	Sector	CaO	NiO	Fo%
Unidade Inferior	CY-25	b2_ol2	MF	<i>núcleo</i>	0.330	0.135	84.803
				<i>bordo</i>	0.402	0.175	86.320
	CY-25	b2_ol3	MF	<i>núcleo</i>	0.310	0.150	85.795
				<i>bordo</i>	0.309	0.179	85.971
	CY-82	b1_ol10	F	<i>núcleo</i>	0.154	0.127	83.099
				<i>bordo</i>	0.279	0.210	87.636
	CY-82	b2_ol4	F	<i>núcleo</i>	0.220	0.212	87.437
				<i>bordo</i>	0.256	0.219	88.201
	CY-82	b3_ol3	F	<i>núcleo</i>	0.225	0.066	82.865
				<i>bordo</i>	0.326	0.174	85.479
	CY-82	b3_ol5	F	<i>núcleo</i>	0.391	0.158	85.700
				<i>bordo</i>	0.427	0.190	86.546
Unid. Sup.	CY-99	b1_ol1	F	<i>núcleo</i>	0.188	0.127	84.334
				<i>bordo</i>	0.213	0.168	85.316

5.3.1.1. Coeficientes de partição e equilíbrio olivina/líquido

Como referido anteriormente, a distribuição dos elementos químicos entre as fases mineralógicas em jogo pode ser descrita por coeficientes de partição. A partição do Mg^{2+} e Fe^{2+} entre a olivina e o líquido basáltico tem sido ao longo dos anos vastamente utilizada na petrologia ígnea, com particular incidência em geotermobarometria.

No entanto, a utilização dos coeficientes de partição na determinação do parâmetro intensivo temperatura implica a identificação de situações de equilíbrio olivina/líquido (Roeder & Emslie, 1970; Kushiro & Mysen, 2002). Na verdade, se os valores de D_{Mg} e D_{Fe} são variáveis em função da temperatura e composição do líquido magmático, já, como demonstrado por estes autores, o valor da distribuição de Fe/Mg entre a olivina e o líquido é quase constante (Roeder, 1974).

O procedimento a seguir quando se pretende conhecer as situações de equilíbrio consiste, pois, na determinação do coeficiente de distribuição⁴⁴ (K_D) para a razão Fe/Mg, que, de acordo com Roeder & Emslie (1970), retrata a seguinte situação:

⁴⁴ Ver nota infrapaginal n° 43.



Os coeficientes de distribuição (K_D) não são mais do que a razão entre os coeficientes de partição $D_{\text{FeO}}^{\text{ol/liq}}$ e $D_{\text{MgO}}^{\text{ol/liq}}$, podendo ser calculados a partir da expressão que se segue:

$$K_D = \frac{X_{\text{FeO}}^{\text{ol}}}{X_{\text{FeO}}^{\text{liq}}} \frac{X_{\text{MgO}}^{\text{liq}}}{X_{\text{MgO}}^{\text{ol}}} \quad \text{Eq. 5.3}$$

onde X é a fracção molar do MgO e FeO na olivina e no líquido magmático a partir do qual a mesma cristalizou.

Aqueles autores concluíram, a partir de trabalhos experimentais realizados em condições de pressão e temperatura iguais a 1 atm e 1150 - 1300°C, respectivamente, que o valor de K_D para situações de equilíbrio olivina/líquido é 0.30, valor que viria a ser confirmado muito posteriormente pelo trabalho de Beattie et al. (1991).

Tabela 5.2 - Coeficientes de distribuição (K_D) e de partição (D) calculados a partir dos dados analíticos obtidos para as olivinas com os núcleos mais magnesianos e respectivas rochas máficas hospedeiras das unidades Inferior e Superior da Ilha Brava. As linhas a sombreado destacam as amostras que se encontram em situação de equilíbrio (considerando o intervalo de valores de K_D proposto por Ford et al., 1983).

Unidade Inferior								
Amostra	Ref.	Tipo	K_D	$D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}}$	$D_{\text{Fe}}^{\text{ol/liq}}$	$D_{\text{Ca}}^{\text{ol/liq}}$	$D_{\text{Mn}}^{\text{ol/liq}}$	$D_{\text{Ni}}^{\text{ol/liq}}$
CY-7	b1_ol1	F	0.20	4.89	1.15	0.02	0.92	7.47
CY-8	b3_ol1	F	0.29	4.78	1.36	0.02	1.17	5.32
CY-25	b1_ol2	MF	0.28	3.63	1.01	0.02	0.65	8.09
CY-82	b2_ol1	F	0.31	3.33	1.02	0.02	0.57	8.50

Unidade Superior								
Amostra	Ref.	Tipo	K_D	$D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}}$	$D_{\text{Fe}}^{\text{ol/liq}}$	$D_{\text{Ca}}^{\text{ol/liq}}$	$D_{\text{Mn}}^{\text{ol/liq}}$	$D_{\text{Ni}}^{\text{ol/liq}}$
CY-99	b2_ol2	F	0.23	5.03	1.15	0.01	0.64	18.23
CY-200	b2_ol3	MF	0.32	5.81	1.87	0.02	0.99	2.31
CY-247	b1_ol3	F	0.35	3.51	1.25	0.02	0.90	7.30

Com o intuito de averiguar as relações de equilíbrio entre as olivinas analisadas e as respectivas rochas onde ocorrem, foram calculados os coeficientes de distribuição para a razão Fe/Mg, os quais se podem encontrar na Tabela 5.2. Para as amostras que representam uma aproximação à situação de equilíbrio foram também calculados os valores dos coeficientes de

partição para o Mg, Fe, Ca, Mn e Ni. Na execução destes cálculos foram consideradas somente as composições dos núcleos mais magnesianos por representarem a composição das primeiras olivinas a cristalizar. Pretende-se com esta opção testar se tais olivinas estiveram, ou não, em equilíbrio com um líquido magmático cuja composição é agora representada pela composição da rocha onde a olivina ocorre.

Sendo $X_{\text{FeO}}^{\text{ol}} = \text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) = 1 - \text{Fo}$, $X_{\text{MgO}}^{\text{ol}} = \text{MgO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) = \text{Fo}$, $X_{\text{FeO}}^{\text{liq}} = \text{FeO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) = \text{Fe\#} = (1 - \text{Mg\#})$ e $X_{\text{MgO}}^{\text{liq}} = \text{MgO}/(\text{FeO} + \text{MgO}) = \text{Mg\#}$, a Eq. 5.3 de Roeder & Emslie (1970), que define K_D , pode ser reescrita em função do Mg# e da molécula forsterítica na olivina, tal como se segue:

$$K_{D_{\text{Fe/Mg}}}^{\text{ol/liq}} = [(1 - \text{Fo}) \cdot \text{Mg\#}] / [(1 - \text{Mg\#}) \cdot \text{Fo}] \quad \text{Eq. 5.4}$$

As curvas correspondentes aos valores médio, mínimo e máximo de $K_{D_{\text{Fe/Mg}}}^{\text{ol/liq}}$ numa situação de equilíbrio, de acordo com os critérios de Ford et al. (1983) foram projectadas juntamente com os pares mineral-rocha analisados para ambas as unidades estratigráficas da Ilha Brava (Fig. 5.12).

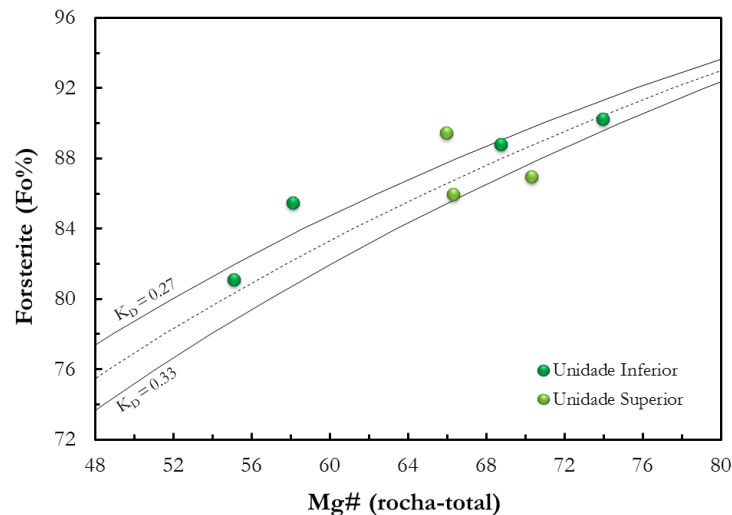


Fig. 5.12 - Percentagem de molécula forsterítica na olivina *versus* Mg# da rocha-total em amostras das unidades Inferior e Superior da Ilha Brava. Também representadas estão as curvas que traduzem a variação da componente forsterítica na olivina com o valor de Mg# do líquido magmático para rochas com $K_{D_{\text{Fe/Mg}}}^{\text{ol/liq}}$ igual a 0.30 ± 0.3 , i.e., entre 0.27 e 0.33 (Roeder & Emslie, 1970).

Pela tabela e figura acima se comprova a existência, para as rochas estudadas, de alguns valores de K_D próximos do valor médio de 0.30 ± 0.03 , obtido experimentalmente por Roeder & Emslie (1970). Outros, contudo, afastam-se significativamente daquele valor.

Em algumas amostras foram obtidos valores de K_D notoriamente superiores a 0.30 (que se projectam abaixo das curvas representadas na Fig. 5.12), sendo, por conseguinte, reflexo de situações de não equilíbrio. Neste caso, as olivinas são demasiado ricas em ferro para satisfazer o equilíbrio olivina/líquido (Mata, 1996). Segundo este autor, tal situação pode dever-se ao facto da composição da rocha não representar verdadeiramente a composição do líquido a partir do qual estas olivinas cristalizaram, ou seja, estas terão cristalizado a partir de um magma mais evoluído do que aquele que deu origem a rocha que as alberga. Como explicações possíveis foi apontada a génese prévia (anterior à cristalização das olivinas) de minerais que tenham feito diminuir o valor de Mg# no líquido magmático remanescente, a partir do qual o orto-silicato em questão viria a cristalizar, ou, alternativamente, a mistura de magmas posteriormente à cristalização de olivina (Mata, 1996). Outra possibilidade é a composição da rocha-total estar “deslocada” no sentido de uma maior quantidade relativa de MgO, reflexo do acréscimo (acumulação) de cristais de olivina nas amostras analisadas. Neste caso, a análise de amostras porfíricas com evidência de alguma acumulação de olivina resulta em valores de FeO/MgO não representativos do líquido que lhes deu origem (Miranda, 2010).

Uma vez que a ocorrência de minerais inclusos nos cristais de olivina é escassa ou até mesmo inexistente, e as amostras em questão serem bastante ricas em fenocristais de olivina, pensa-se que a hipótese de acumulação seja a mais plausível para justificar os altos valores de $K_{D_{Fe/Mg}}^{ol/liq}$ observados principalmente em duas amostras da Unidade Inferior (CY-25 e CY-82).

Alguns cristais analisados, por outro lado, apresentam valores de $K_{D_{Fe/Mg}}^{ol/liq}$ mais baixos do que seria de se esperar, o que sugere que tenham cristalizado a partir de um magma mais magnésiano que o representado pela composição da amostra onde ocorrem. Tal poderá indicar que a composição da rocha retrata a mistura do magma a partir do qual a olivina cristalizou com outro de composição mais evoluída.

Outro método de determinação dos coeficientes de partição foi desenvolvido por Beattie et al. (1991), segundo o qual o valor de $D_{Mg}^{ol/liq}$ pode ser determinado considerando apenas a composição do líquido magmático, tal como o descreve a equação seguinte:

$$D_{Mg}^{ol/liq} = \frac{\Psi^{ol} - \sum_{M=1}^n B_M^{ol} C_i^{liq}}{\sum_{M=1}^n A_M^{ol} C_i^{liq}} \quad \text{Eq. 5.5}$$

onde Ψ^{ol} é a proporção molar de cátions na posição M do mineral (que nos caso das olivinas é 0.666), C_i^{liq} é a concentração molar do componente i no magma, e A_M^{ol} e B_M^{ol} são constantes empíricas cujos valores foram determinados por Beattie et al. (1991).

Uma vez que os valores de C_i^{liq} são baixos para os elementos menores e traço, os termos referentes a estes elementos podem ser ignorados na Eq. 5.5. Assim, os coeficientes de partição deverão ser calculados contabilizando apenas as concentrações de Mg e Fe no magma:

$$D_{Mg}^{ol/liq} = \frac{\Psi^{ol} - B_{Fe}^{ol/liq} C_{FeO}^{liq}}{A_{Fe}^{ol/liq} C_{FeO}^{liq} + C_{MgO}^{liq}} \quad \text{Eq. 5.6}$$

Mais, de acordo com a análise termodinâmica da partição elementar na olivina, Beattie et al. (1991) constataram que existe uma relação linear entre $D_{Mg}^{ol/liq}$ e os coeficientes de partição para outros elementos, de tal forma que os mesmos podem ser determinados através da expressão que se segue:

$$D_i^{ol/liq} = A_i^{ol/liq} D_{Mg}^{ol/liq} + B_i^{ol/liq} \quad \text{Eq. 5.7}$$

onde A e B são as mesmas constantes empíricas que surgem na Eq. 5.5.

Na Tabela 5.3 estão representados os valores dos coeficientes de partição para o Fe, Ni, Mn, Mg e Ca, e ainda a razão Fe/Mg, calculados por este método. Em comparação, aparecem também os coeficientes de partição para os mesmos elementos calculados a partir dos dados analíticos onde se verificou uma situação de equilíbrio.

Pela observação da tabela seguinte verifica-se que existe alguma discrepância entre os valores obtidos pelos dois métodos, nomeadamente no que se refere aos coeficientes de partição do Mg e do Ni. Por conseguinte, a metodologia de Beattie et al. (1991) deverá ser utilizada com alguma precaução, principalmente quando existe a suspeita da presença de xenocristais e/ou minerais cumulados.

5. Petrografia e Química mineral

Tabela 5.3 - Coeficientes de distribuição (K_D) e de partição (D) calculados pelo método de Beattie et al. (1991) para amostras das unidades Inferior e Superior da Ilha Brava. Para comparação encontram-se igualmente os valores de K_D e D determinados a partir dos dados analíticos em situação de equilíbrio respeitantes às mesmas amostras.

<i>Método de Beattie et al. (1991)</i>							<i>Resultados obtidos a partir dos dados analíticos</i>						
Unidade Inferior							Unidade Inferior						
Amostra	K_D	$D_{Mg}^{ol/liq}$	$D_{Fe}^{ol/liq}$	$D_{Ca}^{ol/liq}$	$D_{Mn}^{ol/liq}$	$D_{Ni}^{ol/liq}$	Amostra	K_D	$D_{Mg}^{ol/liq}$	$D_{Fe}^{ol/liq}$	$D_{Ca}^{ol/liq}$	$D_{Mn}^{ol/liq}$	$D_{Ni}^{ol/liq}$
CY-8	0.31	3.83	1.17	0.03	0.94	9.16	CY-8	0.29	4.78	1.36	0.02	1.17	5.32
CY-25	0.31	2.97	0.91	0.03	0.72	6.26	CY-25	0.28	3.63	1.01	0.02	0.65	8.09
CY-82	0.31	2.72	0.84	0.03	0.65	5.42	CY-82	0.31	3.33	1.02	0.02	0.57	8.50
Unidade Superior							Unidade Superior						
Amostra	K_D	$D_{Mg}^{ol/liq}$	$D_{Fe}^{ol/liq}$	$D_{Ca}^{ol/liq}$	$D_{Mn}^{ol/liq}$	$D_{Ni}^{ol/liq}$	Amostra	K_D	$D_{Mg}^{ol/liq}$	$D_{Fe}^{ol/liq}$	$D_{Ca}^{ol/liq}$	$D_{Mn}^{ol/liq}$	$D_{Ni}^{ol/liq}$
CY-200	0.30	4.71	1.43	0.04	1.17	12.08	CY-200	0.32	5.81	1.87	0.02	0.99	2.31

5.3.1.2. Temperatura de cristalização da olivina

Tendo-se determinado quais os pares olivina/líquido em equilíbrio é possível proceder à estimativa da temperatura de cristalização da olivina recorrendo-se aos métodos de Roeder & Emslie (1970) e de Beattie (1993a).

De acordo com Roeder & Emslie (1970), existe uma correlação linear entre os valores logarítmicos do coeficiente de partição do Mg entre a olivina e o líquido magmático ($D_{Mg}^{ol/liq}$) e o inverso da temperatura, tal como descreve a seguinte equação:

$$\log D_{Mg}^{ol/liq} = \frac{3740}{T} - 1.87 \quad \text{Eq. 5.8}$$

onde T é a temperatura em graus Kelvin.

Beattie (1993a), por seu lado, propuseram um método independente, mais complexo, para a estimação da temperatura de cristalização da olivina, que, por entrar em linha de conta com as variações composicionais dos líquidos magmáticos, será teoricamente mais preciso. A derivação da fórmula proposta teve por base o modelo de solução não regular para líquidos silicatados e admite um erro de aproximadamente 10 °K (Eq. 5.9):

$$T^{\text{ol}} = \frac{\Delta H_M^{\text{ol}}/R + (P-10^5) \Delta V_M^{\text{ol}}/R}{\Delta S_M^{\text{ol}}/R + 2 \ln D_M^{\text{ol/liq}} + 2 \ln 1.5 C_{\text{NM}}^{\text{liq}} + 2 \ln 3 C_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}} - (\text{NF})} \quad \text{Eq. 5.9}$$

onde T^{ol} é a temperatura de saturação da olivina (em graus Kelvin), ΔH , ΔS e ΔV representam a entalpia, entropia e volume de fusão, respectivamente, do componente M na olivina, D é o coeficiente de partição entre a olivina e o magma para o componente M, $C_{\text{NM}}^{\text{liq}}$ é a fracção molar, no líquido, dos "*Network Modifying Cations*" (NM = FeO, MgO, MnO e CaO), $C_{\text{SiO}_2}^{\text{liq}}$ é a fracção molar de SiO₂ no líquido, e NF se refere a fracção molar dos "*Network Forming Cations*":

$$\text{NF} = 7/2 \ln (1 - C_{\text{AlO}_{1.5}}^{\text{liq}}) + 7 \ln (1 - C_{\text{TiO}_2}^{\text{liq}}) \quad \text{Eq. 5.10}$$

Qualquer daqueles métodos parte do pressuposto de que a olivina está em equilíbrio com o líquido magmático (na concepção de Roeder & Emslie, 1970), de tal forma que o valor de temperatura resultante corresponde à temperatura de saturação em olivina, ou seja, à temperatura de cristalização dos primeiros grãos desta fase mineral. Os resultados obtidos para as amostras em situação de equilíbrio com o magma podem ser encontrados na Tabela 5.4.

Tabela 5.4 - Quadro-síntese dos valores médios de $K_{\text{D}_{\text{Fe/Mg}}^{\text{ol/liq}}}$ e $D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}}$ determinados a partir dos dados analíticos (medidos) e segundo o método de Beattie et al. (1991). As temperaturas de saturação da olivina foram calculadas para 1 bar usando os métodos de Roeder & Emslie (1970) e de Beattie (1993a).

Unidade estratigráfica	Inferior			Superior
Amostra	CY-8	CY-25	CY-82	CY-200
$K_{\text{D}_{\text{Fe/Mg}}^{\text{ol/liq}}}$ medido	0.29	0.28	0.31	0.32
$D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}}$ medido	4.78	3.63	3.33	5.81
$D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}}$ calculado segundo Beattie et al. (1993)	3.83	2.97	2.72	4.71
T (°C), Roeder & Emslie (1970), $D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}}$ medido	1194	1276	1290	1147
T (°C), Roeder & Emslie (1970), $D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}}$ calculado	1251	1324	1350	1198
T (°C), Beattie (1993), $D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}}$ medido	1176	1263	1297	1116
T (°C), Beattie (1993), $D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}}$ calculado	1234	1334	1367	1238

Da observação da Tabela 5.4 constata-se uma notória disparidade entre as temperaturas estimadas a partir dos valores de $D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}}$ medidos e de $D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}}$ calculados, independentemente do geotermómetro utilizado. No entanto, considerando o mesmo método de determinação do coeficiente de partição, essa diferença decresce radicalmente quando se comparam os valores de temperatura obtidos segundo os dois geotermómetros. Como já anteriormente salientado por Mata (1996), a semelhança de resultados obtidos através de duas equações tão distintas (Eqs. 5.8 e 5.9) sugere que, uma vez determinado o valor de $D_{\text{Mg}}^{\text{ol/liq}}$, correcções adicionais do efeito da composição não produzem no cálculo da temperatura resultados substancialmente diferentes.

5.3.2. Piroxena

As piroxenas formam o grupo mais importante dos minerais ferromagnesianos constituintes das rochas (Deer et al., 1992), ocorrendo como fases estáveis em quase todos os tipos litológicos aqui estudados. São ino-silicatos de cadeia simples cuja estrutura se baseia em duas unidades: cadeias de tetraedros de silício-oxigénio (SiO_4) partilhando dois dos seus quatro oxigénios, por sua vez ligadas lateralmente por camadas octaédricas contendo catiões M (Ca, Mg, Fe, Na, etc) com coordenação 6 (Deer et al., 1992).

A fórmula estrutural da piroxena⁴⁵ foi calculada com base em 6 oxigénios e normalizada para 4 catiões, seguindo as indicações de Morimoto et al. (1988). Para o cálculo do Fe^{2+} e Fe^{3+} considerou-se o método de Droop (1987). A classificação e nomenclatura das mesmas foram realizadas segundo as directrizes da IMA (International Mineralogical Association), que se encontram resumidas em Morimoto et al. (1988).

5.3.2.1. Rochas vulcânicas

Nas lavas e filões da Ilha Brava, a piroxena é sem dúvida uma das fases mineralógicas dominantes em praticamente todas as amostras vulcânicas estudadas, ocorrendo quer na geração feno- e microfenocristalina quer na matriz.

⁴⁵ A fórmula química geral das piroxenas é $\text{M}_2\text{M}_1\text{T}_2\text{O}_6$, onde M2 representa os catiões dispostos em coordenação octaédrica distorcida (Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Li^+ , Ca^{2+} e Na^+), M1 refere-se aos catiões dispostos em coordenação octaédrica regular (Al^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} , Cr^{3+} , V^{3+} , Ti^{3+} , Zr^{4+} , Sc^{3+} e Zn^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} e Mn^{2+}) e T corresponde aos catiões dispostos em coordenação tetraédrica (Si^{4+} , Al^{3+} e Fe^{3+}) (Morimoto et al., 1988).

5.3.2.1.1. Rochas máficas

Este grupo litológico caracteriza-se exclusivamente por piroxenas do tipo “Quadrilateral” (ou “Quad”), independentemente da posição estratigráfica em que ocorre, como, aliás, se pode observar nas Figs. 5.13 e 5.14. No entanto, algumas amostras projectam-se acima da linha dos 50% de $\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ no diagrama Wo-En-Fs, denotando teores em cálcio superiores aos expectáveis de piroxenas onde a variabilidade composicional é essencialmente explicável por substituições simples do tipo Fe^{2+} e Mn^{2+} por Mg^{2+} em M1 e Fe^{2+} , Mg^{2+} e Mn^{2+} por Ca^{2+} em M2. Este excesso reflecte, pois, a intervenção significativa de componentes não-quadrilaterais (Tracy & Robinson, 1977).

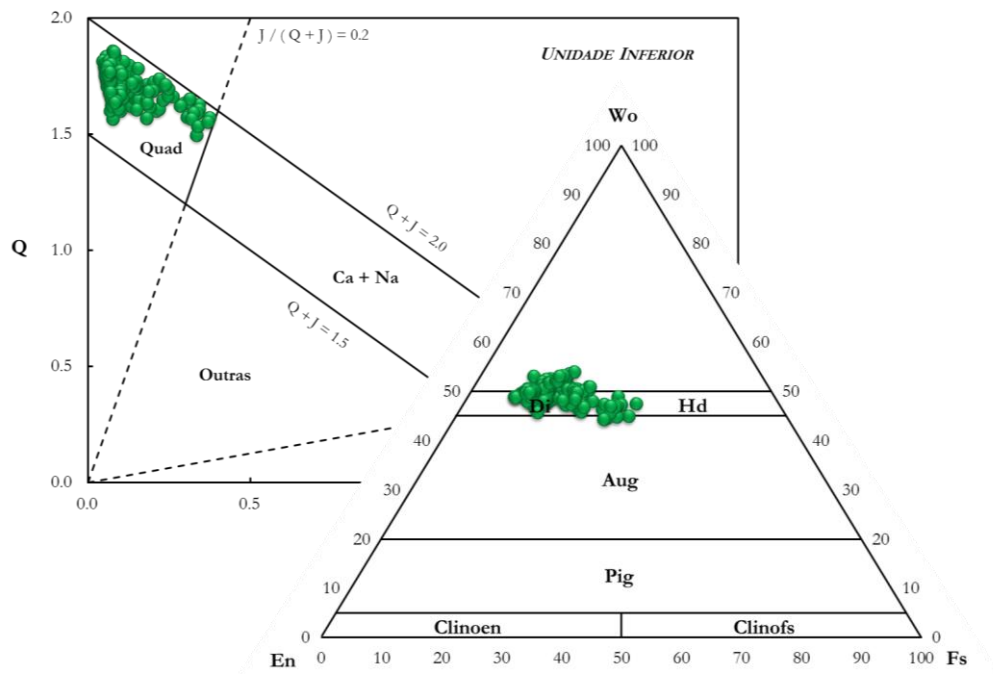


Fig. 5.13 - Projecção das clinopiroxenas das rochas máficas da Unidade Inferior nos diagramas Q-J e Wo-En-Fs de Morimoto et al. (1988). As amostras estudadas classificam-se como “Quadrilaterias” (piroxenas de Ca-Mg-Fe), na sua esmagadora maioria projectando-se no campo do diópsido. Campos composicionais: Diópsido (Di), Hedenbergite (Hd), Augite (Aug), Pigeonite (Pig), Clinoenstatite (Clinoen) e Clinoferrossilite (Clinofs). $Q = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$, $J = 2\text{Na}$, $\text{Wo} = 100 \cdot \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$, $\text{En} = 100 \cdot \text{Mg} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$, $\text{Fs} = 100 \cdot (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}) / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$.

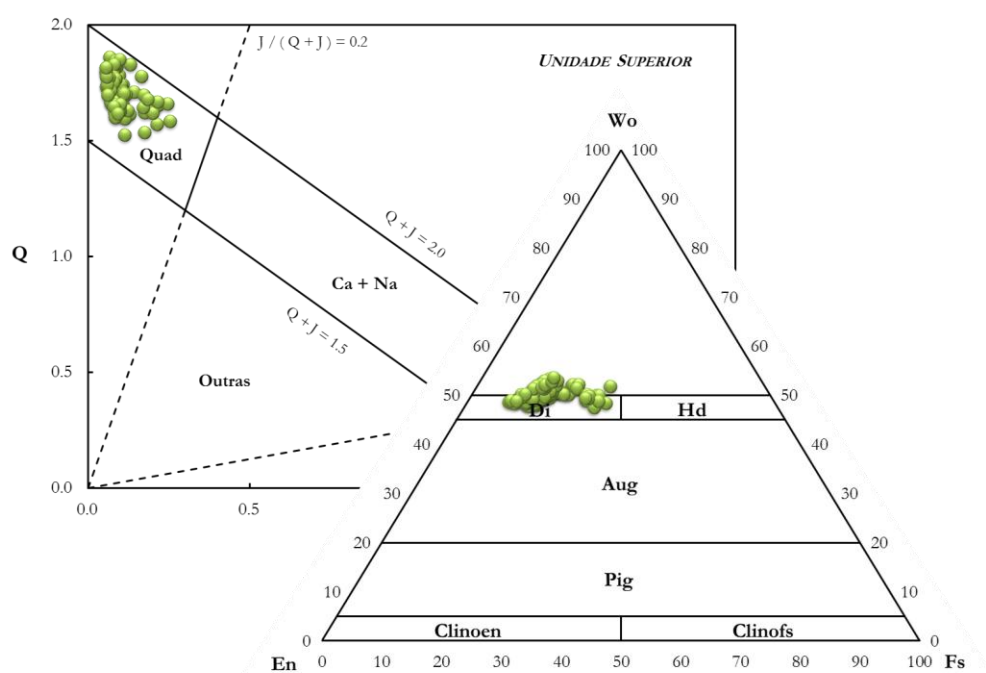
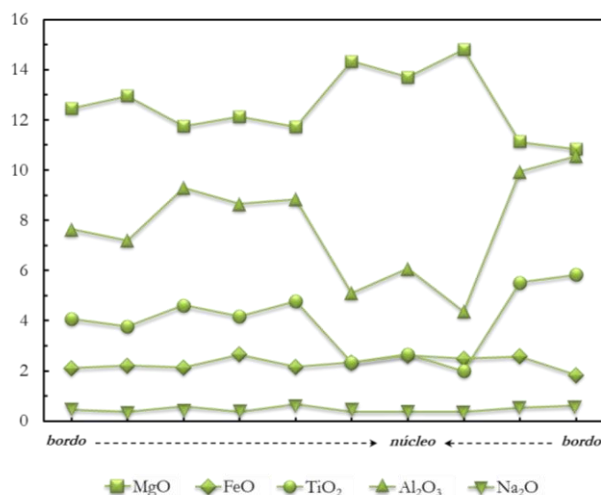
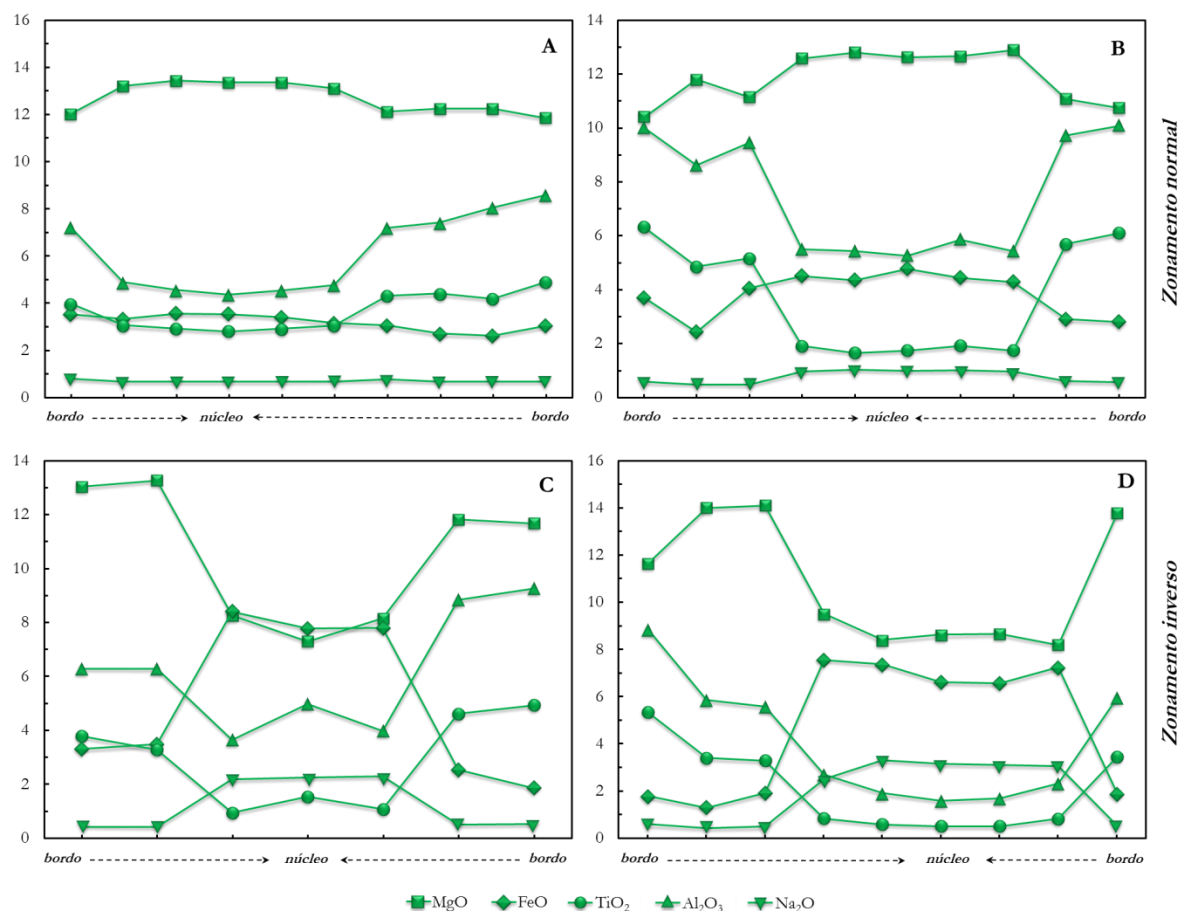


Fig. 5.14 - Projecção das clinopiroxenas das rochas máficas da Unidade Superior nos diagramas Q-J e Wo-En-Fs de Morimoto et al. (1988). As amostras estudadas classificam-se como “Quadrilaterias” (piroxenas de Ca-Mg-Fe) e, tal como as suas equivalentes da Unidade Inferior, projectando-se maioritariamente no campo do diópsido. Campos composicionais: Diópsido (Di), Hedembergite (Hd), Augite (Aug), Pigeonite (Pig), Clinoenstatite (Clinoen) e Clinoferrossilite (Clinofs). $Q = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$, $J = 2\text{Na}$, $\text{Wo} = 100 \cdot \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$, $\text{En} = 100 \cdot \text{Mg} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$, $\text{Fs} = 100 \cdot (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}) / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$.

Analisando os perfis composicionais de algumas amostras representativas, observa-se que em rochas máficas de ambas as unidades (Inferior e Superior) ocorrem cristais com zonamento normal e inverso (Figs. 5.15 e 5.16). No primeiro caso, verifica-se, no sentido núcleo-bordo, um empobrecimento gradual em MgO e FeO (e em menor extensão de Na₂O) concomitante com um enriquecimento em Al₂O₃ e TiO₂. Este comportamento resulta da progressiva depleção do líquido magmático em MgO e FeO devido à cristalização da própria piroxena ($K_{\text{D}_{\text{Fe/Mg}}^{\text{cpx/liq}}} = 0.27 \pm 0.03$; Putirka, 2008c) e eventualmente à cristalização simultânea de olivina e óxidos de ferro (magnetite), o que faz elevar as concentrações dos restantes elementos.

Os zonamentos inversos, por seu lado, são observados em cristais que apresentam tipicamente núcleos esverdeados, nos quais se regista um incremento significativo nas abundâncias de FeO e Na₂O associado a um empobrecimento em MgO, Al₂O₃ e TiO₂. Opticamente observa-se uma transição abrupta na passagem dos núcleos esverdeados para os bordos acastanhados, sugerindo uma significativa alteração da composição do líquido magmático.



Estas piroxenas inversamente zonadas apresentam, portanto, valores de Mg# mais baixos nos seus núcleos esverdeados (CY-4: 62.6 e CY-82: 67.0) do que nos bordos (CY-4: 91.7 e CY-82: 92.9), sugerindo que possam não ter estado em equilíbrio com o magma representado pela rocha que a alberga. Tal está de acordo com o valor médio de $K_D^{\text{cpx/liq}}_{\text{Fe/Mg}}$ (0.27 ± 0.03 ; Putirka, 2008c). Assim, conclui-se que estas piroxenas terão estado em equilíbrio com líquidos magmáticos caracterizados por valores de Mg# acima dos 99, mas não os seus núcleos, que são consideravelmente mais ricos em Fe. Essas piroxenas poderão ter sido formadas a partir de magmas com composição relativamente evoluída (pobre em MgO mas enriquecido em FeO e Na₂O), tendo posteriormente se misturado com magmas mais primitivos.

5.3.2.1.2. Rochas félsicas

As rochas vulcânicas leucocratas da Unidade Superior subdividem-se em dois tipos litológicos distintos de acordo com a sua composição normativa CIPW: *nefelinitos* (ou nefelinitos fonolíticos, segundo Cox et al., 1979) e *fonólitos* (ver diagrama TAS e classificação normativa no Capítulo 6). Porém, deste estudo de química mineral sobressaem claramente dois grupos - Grupo I e Grupo II - os quais, como se verá mais adiante, são também passíveis de ser discriminados com base na química elementar de rocha-total. De acordo com a observação petrográfica apresentada neste capítulo, estas rochas distinguem-se, grosso modo, pela maior ou menor abundância de fases minerais ricas em cálcio, sendo as do Grupo I mais enriquecidas nestas. O estudo da química mineral destas litologias está organizado tendo em atenção a existência destes dois grupos litológicos (Tabela 5.5).

Tabela 5.5 - Amostras de rochas félsicas seleccionadas para análise de química mineral e agrupadas segundo critérios petrográficos. Os litótipos pertencentes ao Grupo I contêm abundantes minerais ricos em cálcio quando comparados com o Grupo II. A maioria das amostras classifica-se, com base em critérios normativos, como fonólitos, com excepção da CY-15, CY-138 e CY-215, que são nefelinitos (ou nefelinitos fonolíticos, de acordo com a classificação de Cox et al., 1979). Para a amostra CY-80 não foram conseguidas análises de piroxena com qualidade.

Grupo I	Grupo II
CY-197	CY-27
	CY-80
CY-15	CY-105
CY-138	CY-182
CY-215	CY-188
	CY-193

Com excepção da única amostra de fonólito (CY-197) do Grupo I, cujas piroxenas são exclusivamente do tipo quadrilateral, todas as restantes abrangem um contínuo composicional que vão desde termos quadrilaterais a calco-sódicos, independentemente da litologia em questão (Fig. 5.17). As piroxenas do tipo quadrilateral projectam-se no campo do diópsido e da hedembergite, enquanto as calco-sódicas classificam-se como aegirina-augite (Fig. 5.18).

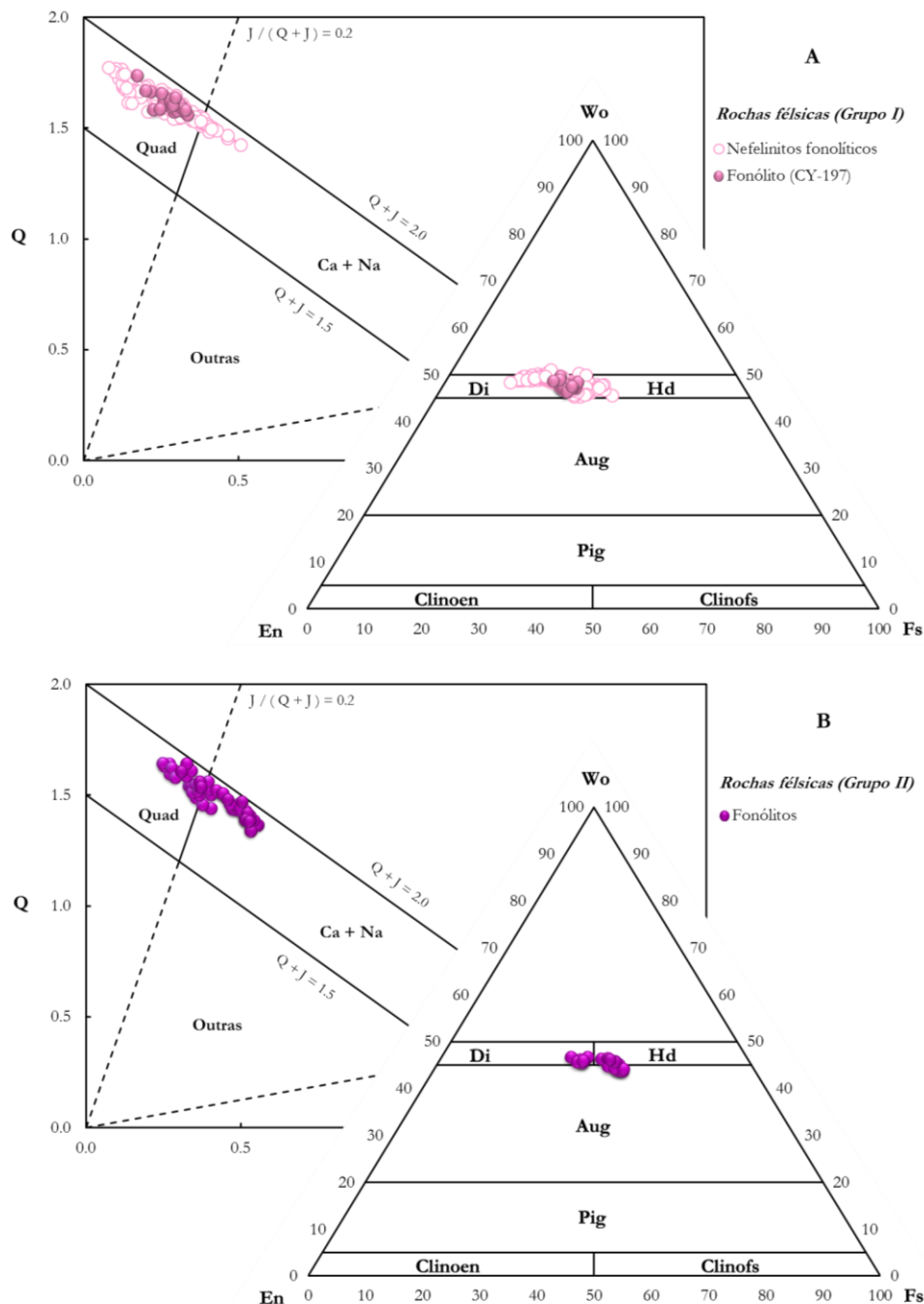


Fig. 5.17 - Projecção das clinopiroxenas das rochas félsicas da Unidade Superior nos diagramas Q-J e Wo-En-Fs de Morimoto et al. (1988). A - Grupo I (nefelinitos fonolíticos e fonólitos com abundante carbonato), B - Grupo II (fonólitos). Campos composicionais: Diópsido (Di), Hedembergite (Hd), Augite (Aug), Pigeonite (Pig), Clinoenstatite (Clinoen) e Clinoferrossilite (Clinofs). $Q = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$, $J = 2\text{Na}$, $Wo = 100 \cdot \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$, $En = 100 \cdot \text{Mg} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$, $Fs = 100 \cdot (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}) / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$.

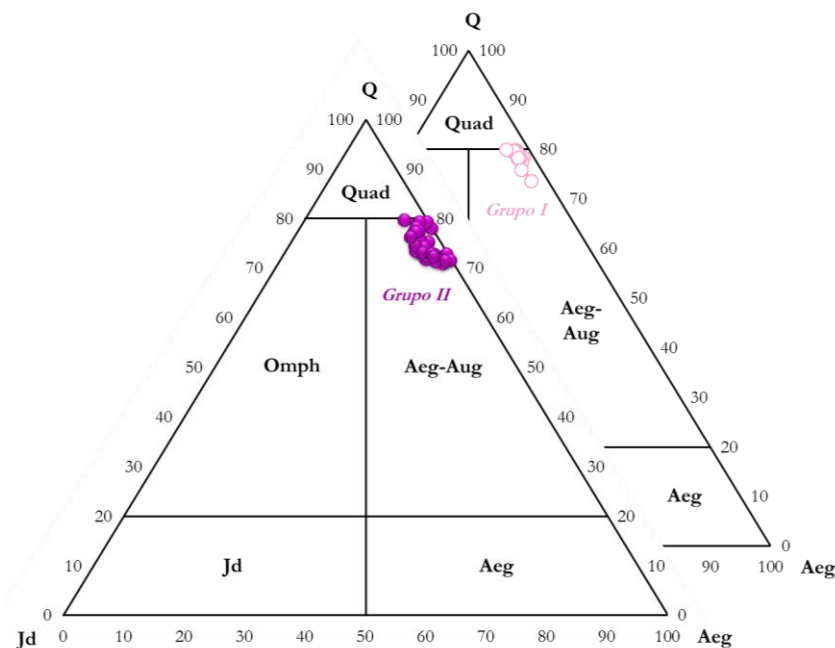


Fig. 5.18 - Projeção das clinopiroxenas dos nefelinitos fonolíticos e fonólitos (Grupo I e Grupo II) da Unidade Superior no diagrama Q-Jd-Aeg de Morimoto et al. (1988). Campos composicionais: Diópsido (Di), Hedembergite (Hd), Augite (Aug), Pigeonite (Pig), Clinoenstatite (Clinoen), Clinoferrossilite (Clinofs), “Quadrilaterais” (Quad), Onfacite (Omph), Aegirina-augite (Aeg-Aug), Jadeite (Jd) e Aegirina (Aeg). $Q = 100 * (Ca + Mg + Fe^{2+}) / (Ca + Mg + Fe^{2+} + 2Na)$, $Jd = 100 * [2Na / (Ca + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)] * [Fe^{3+}_{VI} / (Fe^{3+}_{VI} + Al_{VI})]$ e $Aeg = 100 * [2Na / (Ca + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)] * [Al_{VI} / (Fe^{3+}_{VI} + Al_{VI})]$.

Nestas amostras não se observam praticamente variações composicionais entre os bordos e os núcleos dos cristais, ao contrário do que se tem verificado para piroxenas constituintes de outras litologias da ilha. Todavia, no caso dos fonólitos do Grupo I, as análises pontuais efectuadas em cada um daqueles sectores dos cristais revelam que as composições calcosódicas estão essencialmente restritas aos bordos dos cristais. Este comportamento, ainda que de forma muito subtil, pode ser observado nos perfis composicionais projectados na Fig. 5.19. Pode-se dizer que existe algum zonamento, ainda que não concêntrico. Repare-se, igualmente, nas baixas abundâncias de TiO_2 que caracterizam estas amostras, somente equiparáveis às analisadas nas piroxenas das litologias plutónicas mais evoluídas da Unidade Intermédia (urtitos e sienitos nefelínicos).

Considerando o carácter alcalino e simultaneamente evoluídos destas rochas, tal sugere a cristalização de clinopiroxena a partir de magmas anteriormente empobrecidos nesse óxido pela fraccionação de fases ricas em Ti (e.g., óxidos de Fe e Ti, esfena).

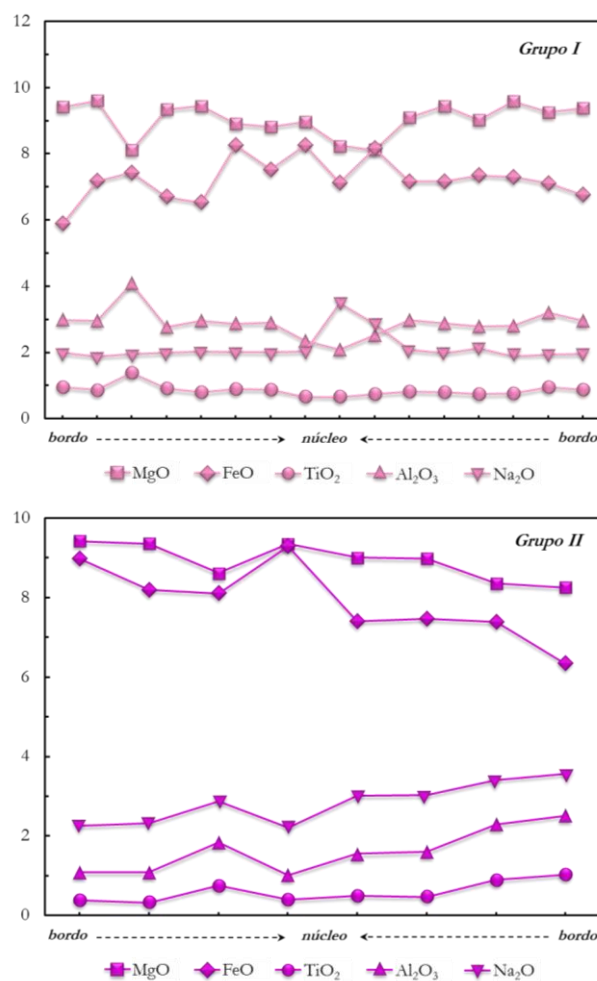


Fig. 5.19 - Exemplo de perfis composicionais de clinopiroxenas dos nefelinitos fonolíticos e fonólitos pertencentes ao Grupo I (CY-15, b1_px1) e Grupo II (CY-193, b2_px2) da Unidade Superior (teores em MgO, FeO, TiO₂, Al₂O₃ e Na₂O expressos em wt.%). Ao contrário das rochas máficas da mesma unidade, aqui o zonamento não é tão evidente, ainda que o haja, sendo este de carácter oscilatório.

5.3.2.1.3. Carbonatitos extrusivos

Os carbonatitos extrusivos apresentam muito baixas quantidades modais de minerais ferromagnesianos, nos quais se incluem as piroxenas. Somente na amostra CY-95 foi possível obter análises químicas pontuais com a qualidade requerida para o presente estudo.

Do ponto de vista da sua classificação, estas piroxenas são do tipo Ca-Na (calco-sódicas), projectando-se no campo da aegirina-augite (Fig. 5.20). É de notar que, mesmo considerando uma única amostra, a variabilidade composicional é ainda assim significativa. Infelizmente, devido a reduzida dimensão dos cristais, a execução de perfis elementares torna-se impraticável.

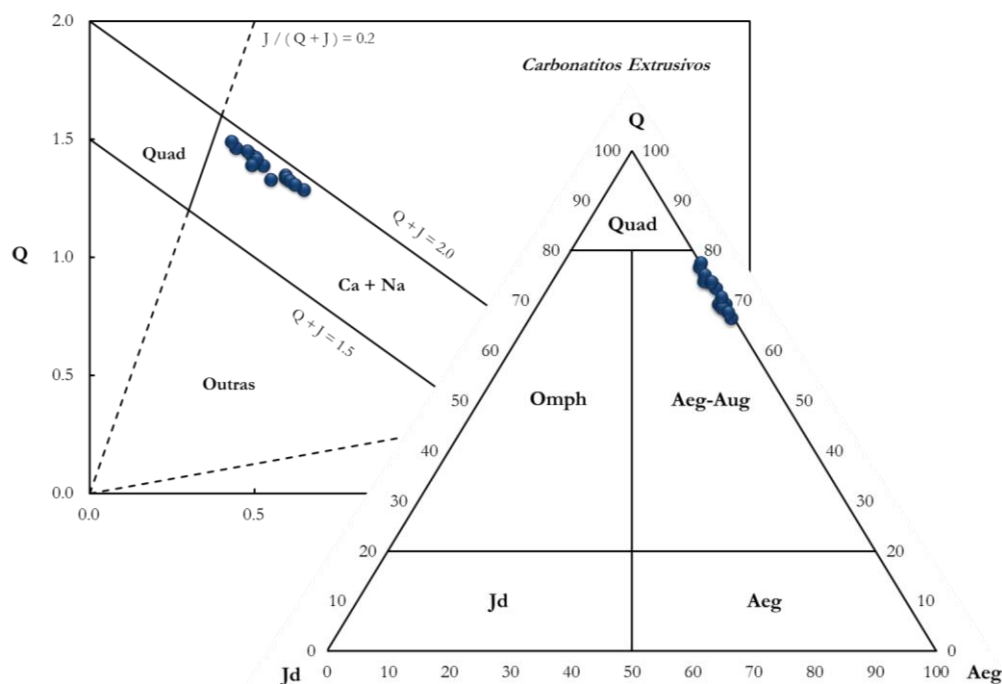


Fig. 5.20 - Projeção das clinopiroxenas dos carbonatitos extrusivos da Unidade Superior nos diagramas Q-J e Q-Jd-Aeg de Morimoto et al. (1988). As amostras estudadas classificam-se como “Ca-Na” (piroxenas calco-sódicas), projectando-se no campo da aegirina-augite. Campos composicionais: “Quadrilaterais” (Quad), Onfacite (Omph), Aegirina-augite (Aeg-Aug), Jadeite (Jd) e Aegirina (Aeg). $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$ e $J = 2Na$; $Q = 100 * (Ca + Mg + Fe^{2+}) / (Ca + Mg + Fe^{2+} + 2Na)$, $Jd = 100 * [2Na / (Ca + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)] * [Fe^{3+}_{VI} / (Fe^{3+}_{VI} + Al_{VI})]$ e $Aeg = 100 * [2Na / (Ca + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)] * [Al_{VI} / (Fe^{3+}_{VI} + Al_{VI})]$.

5.3.2.2. Evolução composicional e condições de cristalização das piroxenas das rochas vulcânicas das unidades Inferior e Superior

A variabilidade composicional observada nas piroxenas aqui descritas deve-se à enorme multiplicidade de substituições iónicas que este grupo de minerais é capaz de comportar. Estas substituições podem ser simples e envolver catiões com a mesma valência ou então mais complexas, envolvendo catiões com valências distintas⁴⁶ (Tracy & Robinson, 1977).

No caso das piroxenas que constituem as rochas vulcânicas silicatadas da Ilha Brava (unidades Inferior e Superior), ainda que a sua esmagadora maioria se projecte no campo do diópsido e da hedembergite (Figs. 5.13, 5.14 e 5.17), algumas há que ultrapassam a linha que define os 50% de componente Wo no diagrama Wo-En-Fs das mesmas figuras, o que

⁴⁶ Substituições não-quadrilaterais: substituições envolvendo a troca de Ca, Mg e Si por catiões com valências distintas em cada uma das três posições M2, M1 e T, por oposição a substituições quadrilaterais, quando a variação composicional das piroxenas quadrilaterais é explicada por substituições simples do tipo Fe^{2+} , Mg e Mn por Ca na posição M2 e Fe^{2+} e Mn por Mg na posição M1 (Tracy & Robinson, 1977).

pressupõe substituições não-quadrilaterais, tais como Ti , Al e Fe^{3+} em substituição de Fe^{2+} e Mg , na sua estrutura (Tracy & Robinson, 1977).

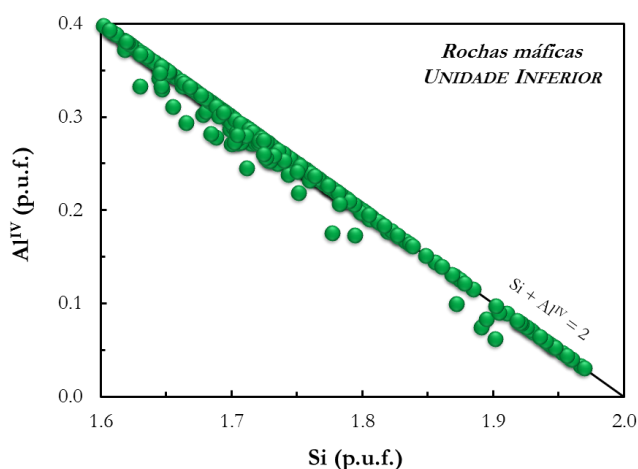


Fig. 5.21 - Diagrama de correlação entre o Si e o Al^{IV} em clinopiroxenas das rochas máficas da Unidade Inferior (em átomos p.u.f.).

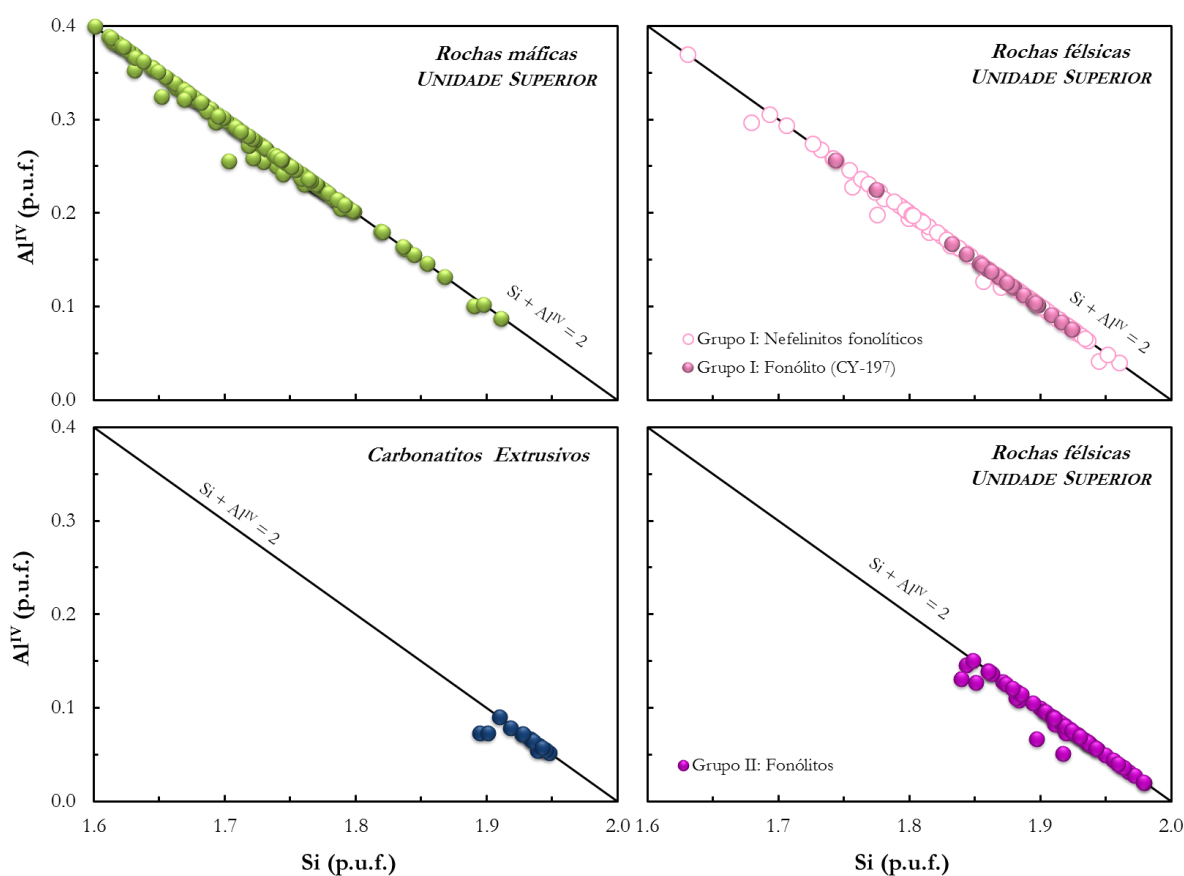


Fig. 5.22 - Diagrama de correlação entre o Si e o Al^{IV} em clinopiroxenas das rochas vulcânicas (máficas, félsicas e carbonatíticas) da Unidade Superior (em átomos p.u.f.).

Uma das substituições não-quadrilaterais que mais comumente acontece em piroxenas que se formam a partir de magmas subsaturados em sílica envolve a troca do Si^{4+} pelo Al^{3+} na posição tetraédrica. Salvo poucas exceções, nas piroxenas destas rochas a eventual deficiência em Si é colmatada por Al^{IV} , perfazendo a condição $\text{Si} + \text{Al}^{\text{IV}} = 2$ que define a saturação tetraédrica (Figs. 5.21 e 5.22). Quando tal não acontece e a quantidade de Al não é suficiente para compensar a deficiência em Si, como é o caso de um número reduzido de amostras, estas projectam-se abaixo daquela linha de referência. Nesta situação, a incorporação de Fe^{3+} torna-se necessária para preencher a posição tetraédrica.

Por cada catião de Si^{4+} substituído por Al^{3+} (e Fe^{3+}) gera-se uma deficiência de carga que deve ser compensada por outra substituição que leve a um aumento equivalente da mesma (substituição emparelhada). Tal acontece com a substituição de Mg^{2+} e Fe^{2+} por Al^{3+} , Fe^{3+} , Ti^{4+} e Cr^{3+} na posição M1 (Tracy & Robinson, 1977).

Em todos os tipos litológicos extrusivos da Brava a compensação de cargas é feita predominantemente pela entrada de Ti na estrutura das suas piroxenas, tal como se pode comprovar pelas Figs. 5.23 e 5.24. Note-se, contudo, que este tipo de substituição é mais importante nas amostras menos diferenciadas, onde o coeficiente de correlação é superior a 0.9, o que, de acordo com o anteriormente referido, reflectirá o empobrecimento em TiO_2 dos magmas mais evoluídos.

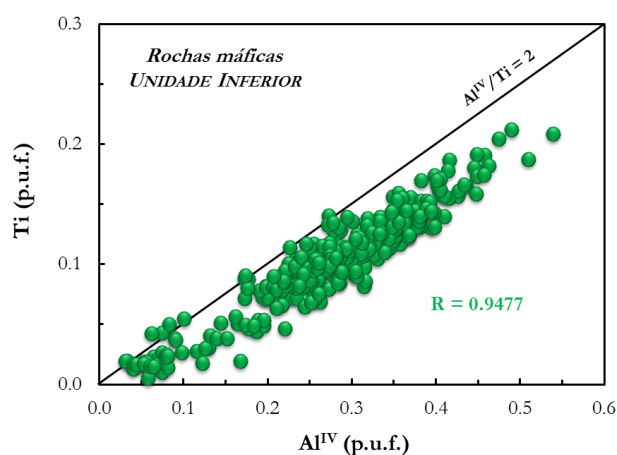


Fig. 5.23 - Diagrama de correlação entre o Si e o Ti em clinopiroxenas das rochas máficas da Unidade Inferior (em átomos p.u.f.).

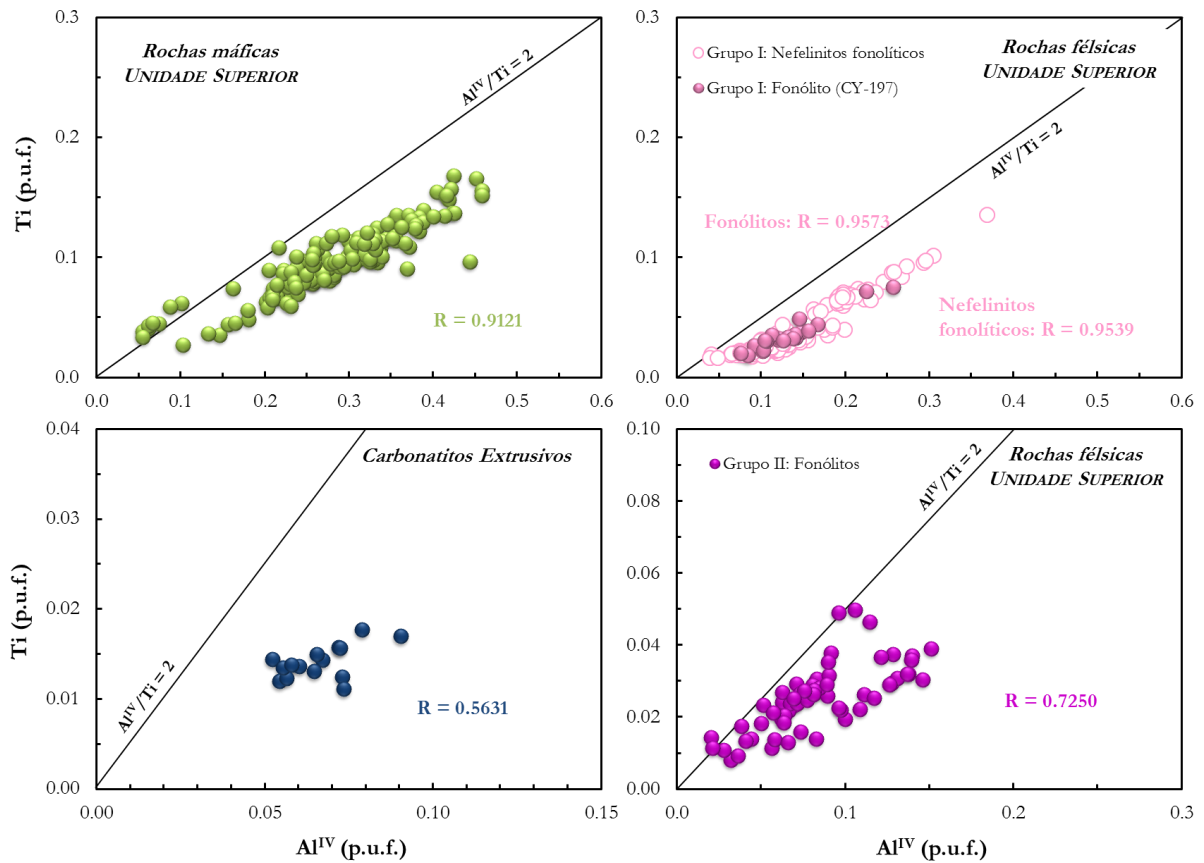
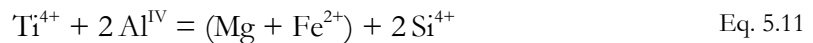


Fig. 5.24 - Diagrama de correlação entre o Si e o Ti em clinopiroxenas das rochas extrusivas silicatadas e carbonatíticas da Unidade Superior (em átomos p.u.f.).

Tal como proposto por Tracy & Robinson (1977) para as piroxenas das lavas do Haiti, a incorporação do Ti nas piroxenas aqui estudadas acontece por substituição do $(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ na posição M1 segundo a Eq. 5.11, reflectindo a presença da molécula $\text{CaTiAl}_2\text{O}_6$ em quantidades apreciáveis.



A dispersão observada e o facto de os *trends* definidos na Fig. 5.24 se afastarem da linha que define a condição $\text{Al}^{\text{IV}}/\text{Ti} = 2$ são indicativos da entrada de outros componentes para além do Ti, nomeadamente do Fe^{3+} que se dá através da substituição definida em Eq. 5.12 (ver também Mata, 1996). A confirmação de que tal assim é vem do facto das amostras apresentarem uma tendência muito próxima da linha que define a condição $\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Ti} + \text{Fe}^{3+} = 1$ (Eq. 5.12; Figs. 5.25 e 5.26).

$$\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{IV}} = (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) + \text{Si}^{4+} \quad \text{Eq. 5.12}$$

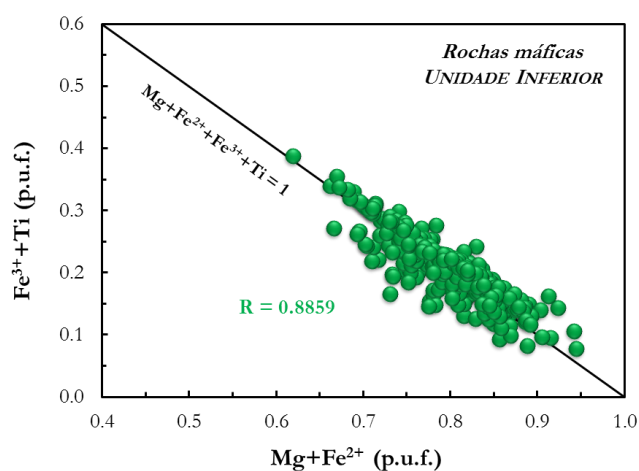


Fig. 5.25 - Diagramas de correlação entre o $(\text{Ti}+\text{Fe}^{3+})$ e o $(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ para as clinopiroxenas das rochas máficas extrusivas da Unidade Inferior (em átomos p.u.f.). Se para além do Ti for também considerado o Fe^{3+} como elemento integrante na posição M1, a tendência obtida aproxima-se bastante da linha que define a condição $\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Ti} + \text{Fe}^{3+} = 1$.

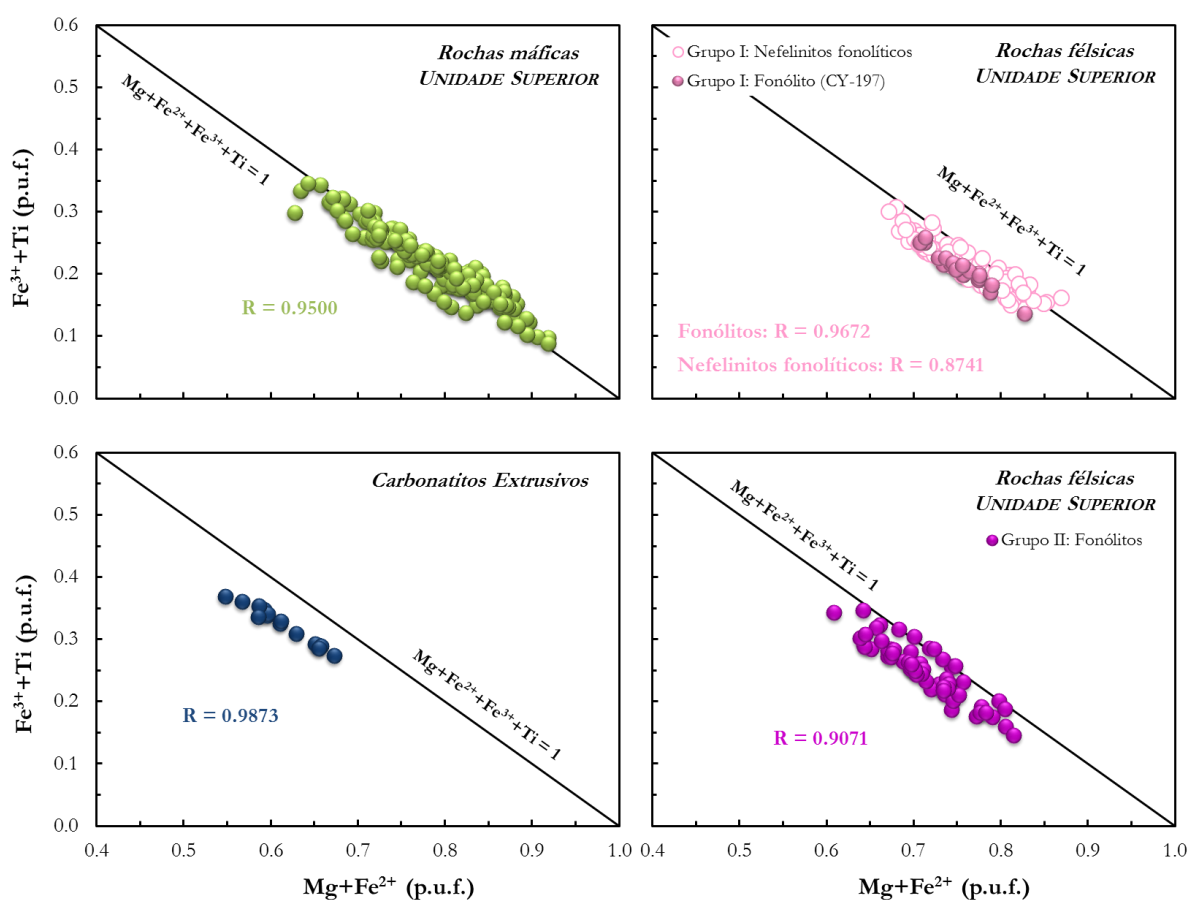


Fig. 5.26 - Diagramas de correlação entre o $(\text{Ti}+\text{Fe}^{3+})$ e o $(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ para as clinopiroxenas das litologias silicatadas e carbonatíticas extrusivas da Unidade Superior (em átomos p.u.f.).

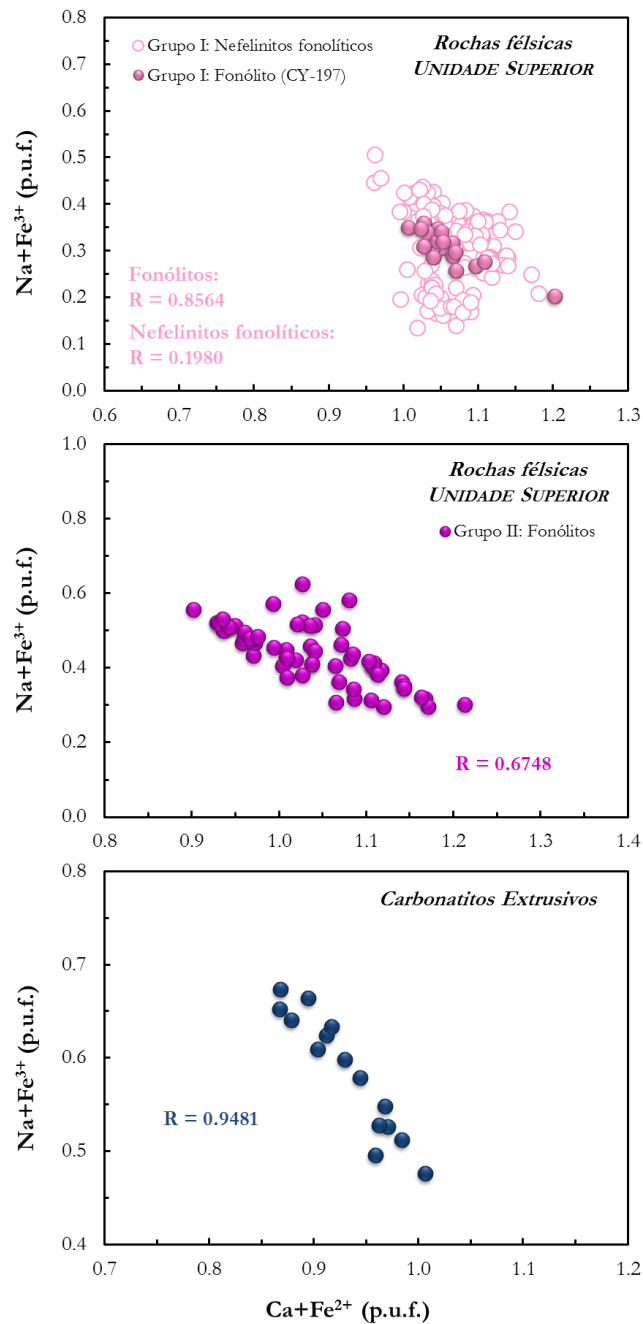


Fig. 5.27 - Diagramas de correlação entre o $(\text{Na}+\text{Fe}^{3+})$ e o $(\text{Ca}+\text{Fe}^{2+})$ para as clinopiroxenas das litologias silicatadas mais evoluídas e carbonatíticas extrusivas da Unidade Superior (em átomos p.u.f.).

Algumas piroxenas, nomeadamente as que incorporam as litologias silicatadas mais diferenciadas e os carbonatitos, projectam-se significativamente abaixo da linha de referência que dita o total preenchimento da posição M1 tal como definido pelas Eqs. 5.11 e 5.12, ou seja, onde a soma de Mg , Fe^{2+} , Ti e Fe^{3+} perfaz a unidade. A coloração esverdeada que apresentam deixa antever a presença de algum sódio na estrutura destes cristais, sugerindo a incorporação de molécula aegirínica ($\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$). Tal é confirmado pelas relativamente boas

correlações entre $(\text{Na} + \text{Fe}^{3+})$ e $(\text{Ca} + \text{Fe}^{2+})$ que se podem observar na Fig. 5.27, principalmente no que diz respeito aos carbonatitos.

A evolução química das clinopiroxenas da Unidade Superior pode ser representada num diagrama Di-Hd-Aeg (Fig. 5.28). Estas definem um contínuo composicional desde diópsidos nas litologias máficas até composições aegirino-augíticas nas litologias félsicas, o que, numa primeira análise, sugere que estas rochas poderiam estar relacionadas entre si por um processo de fraccionação progressiva.

Os carbonatitos projectam-se fora daquela tendência evolutiva, o que exclui uma origem por diferenciação extrema de rochas fonolíticas. Mais adiante neste trabalho serão apresentados outros argumentos que reforçam esta observação.

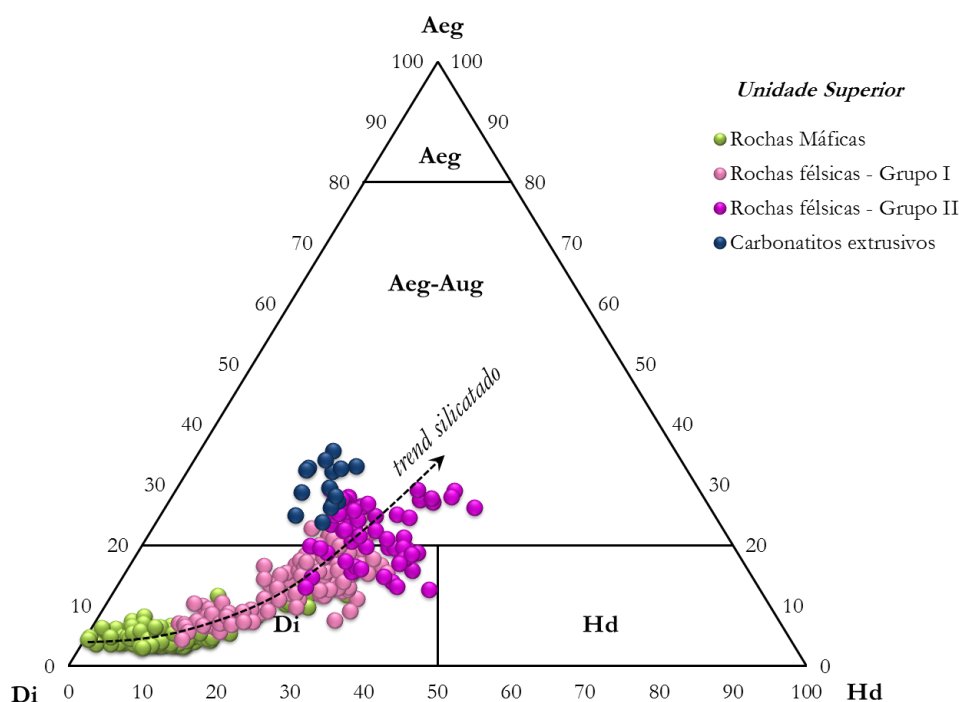


Fig. 5.28 - Projectão das clinopiroxenas da Unidade Superior no diagrama Di-Hd-Aeg, onde é evidente uma progressão composicional desde termos diopsídicos quase puros nas rochas máficas a termos aegirino-augíticos em algumas amostras de fonólitos pertencentes ao Grupo II. Esta tendência evolutiva das clinopiroxenas das rochas silicatadas está indicada na figura através do “trend silicatado”. Os carbonatitos não se projectam ao longo da mesma tendência evolutiva, o que exclui, à partida, uma origem por diferenciação extremas de rochas fonolíticas. Campos composicionais: Diópsido (Di), Hedembergite (Hd), Aegirina-augite (Aeg-Aug) e Aegirina (Aeg). $\text{Di} = 100 \cdot \text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Na})$, $\text{Hd} = 100 \cdot (\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}) / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Na})$, $\text{Aeg} = 100 \cdot \text{Na} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Na})$.

5.3.2.3. Rochas plutónicas

As piroxenas constituintes das litologias granulares que pertencem à Unidade Intermédia são as que apresentam uma maior variabilidade composicional. As do tipo “Quadrilateral” ocorrem principalmente nos piroxenitos e nos termos menos evoluídos de ijolitos *s.l.* (melteigitos e alguns ijolitos *s.s.*). Porém, nos urtitos e nos sienitos nefelínicos do Grupo I este tipo pode ser encontrado quase sempre restrito aos núcleos dos cristais. As piroxenas sódicas e calco-sódicas, por sua vez, são constituintes frequentes nos sienitos nefelínicos, podendo também ser encontradas nos bordos dos cristais dos urtitos, termos mais diferenciados de ijolitos *s.l.*

5.3.2.3.1. Piroxenitos

As piroxenas encontradas nas litologias ultramáficas pertencem ao grupo das clinopiroxenas e classificam-se como quadrilaterais, projectando-se no campo do diópsido no diagrama Wo-En-Fs de Morimoto et al. (1988) (Fig. 5.29). Caracterizam-se por teores em CaO relativamente elevados (22.55 - 23.38 wt.%) e grande parte do ferro que apresentam encontra-se sob a forma de Fe^{3+} (Anexo IV.2).

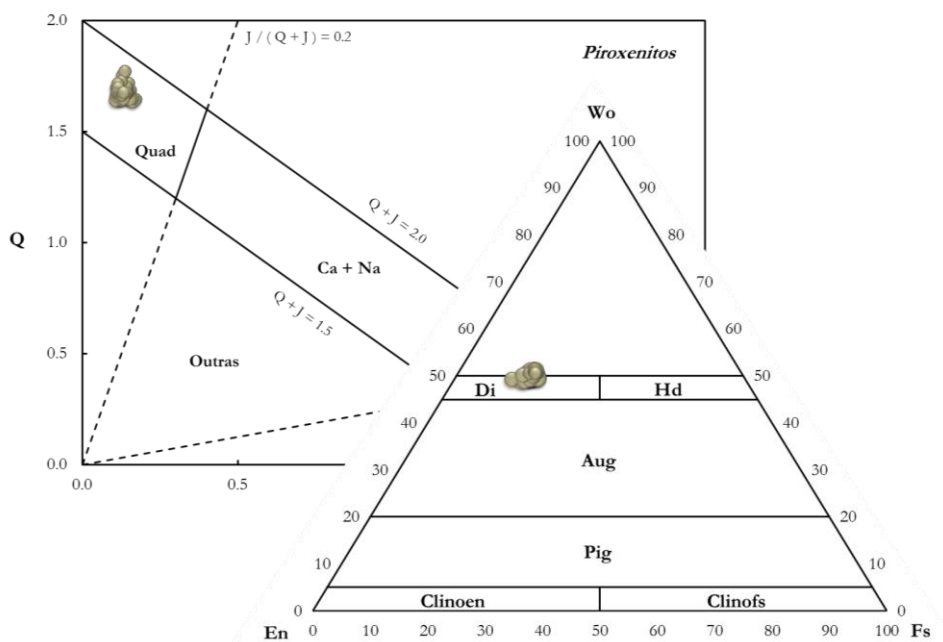


Fig. 5.29 - Projecção das clinopiroxenas dos piroxenitos da Unidade Intermédia nos diagramas Q-J e Wo-En-Fs de Morimoto et al. (1988). As amostras estudadas classificam-se como “Quadrilaterais” (piroxenas de Ca-Mg-Fe), projectando-se no campo do diópsido. Campos composicionais: Diópsido (Di), Hedembergite (Hd), Augite (Aug), Pigeonite (Pig), Clinoenstatite (Clinoen) e Clinoferrossilite (Clinofs). $Q = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$, $J = 2\text{Na}$, $\text{Wo} = 100 \cdot \text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$, $\text{En} = 100 \cdot \text{Mg} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$, $\text{Fs} = 100 \cdot (\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}) / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn})$.

De um modo geral, estas piroxenas caracterizam-se por uma considerável homogeneidade composicional, ainda que muito raramente se possam encontrar cristais zonados (Fig. 5.30). Neste caso, verifica-se um incremento de Al_2O_3 e TiO_2 concomitante com um decréscimo em MgO no núcleo dos cristais. Este comportamento é válido tanto para os cristais de maiores dimensões como para os mais pequenos.

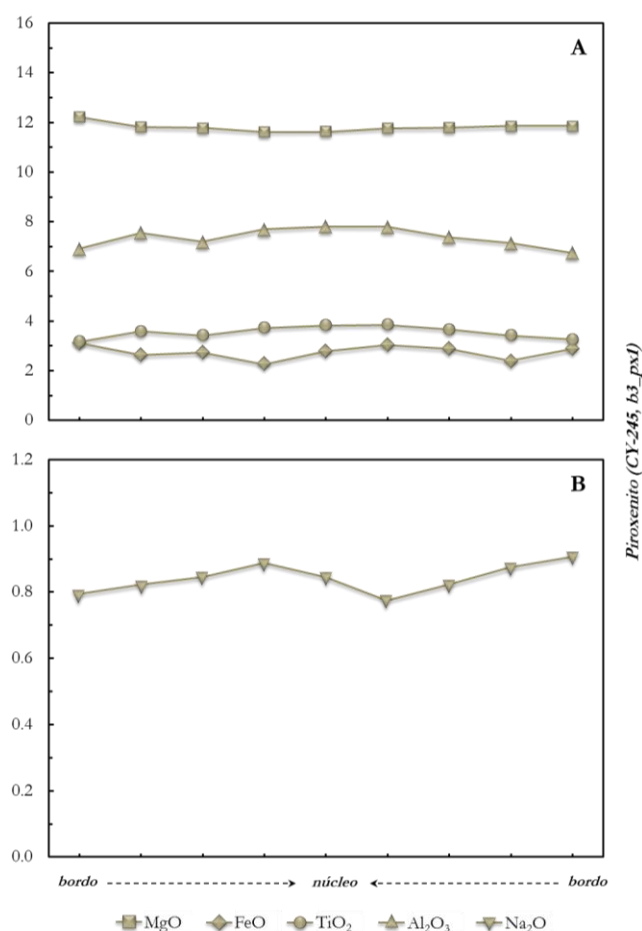


Fig. 5.30 - Exemplo de um perfil composicional de uma clinopiroxena constituinte de um piroxenito da Unidade Intermédia (teores em MgO, FeO, TiO₂, Al₂O₃ e Na₂O expressos em wt.%). De um modo geral, o zonamento apresentado por estes cristais é muito ténue, muitas vezes inexistente até.

5.3.2.3.2. Ijolitos *s.l.*

As clinopiroxenas da série ijolítica *s.l.* apresentam uma variação composicional considerável. Os melteigitos e ijolitos *s.s.*, que constituem os membros menos evoluídos desta série, caracterizam-se por composições exclusivamente do tipo “Quad” (Fig. 5.31), ainda que se verifique uma progressão no sentido de composições mais ricas em sódio (melteigitos: $\text{Na}_2\text{O} = 0.54 - 1.05 \text{ wt.}\%$, ijolitos *s.s.*: $\text{Na}_2\text{O} = 1.23 - 1.49 \text{ wt.}\%$). Correspondem a diópsidos,

cujos teores em MgO e CaO são mais altos nos melteigitos (MgO = 9.94 - 12.97 wt.% e CaO = 22.10 - 23.18 wt.%).

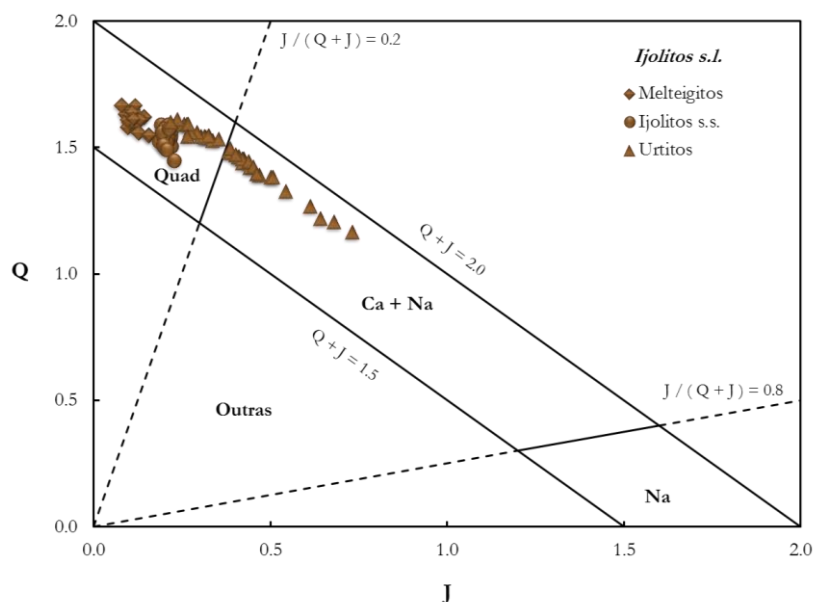


Fig. 5.31 - Projeção das clinopiroxenas dos melteigitos, ijolitos s.s. e urtidos da Unidade Intermédia no diagrama Q-J de Morimoto et al. (1988). Facilmente se constata que, enquanto as clinopiroxenas constituintes dos termos menos evoluídos (melteigitos e ijolitos s.s.) se caracterizam exclusivamente por composições do tipo “Quad”, nos termos mais diferenciados (urtitos) estas progridem de composições do tipo “Quad”, patentes nos seus núcleos, a composições do tipo calco-sódicas nos seus bordos. $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$, $J = 2Na$.

As clinopiroxenas que constituem os urtidos, membros mais diferenciados (com maior abundância de material félsico), por sua vez, são extremamente heterogêneas do ponto de vista composicional, variando entre diópsidos no núcleo e aegirina-augites nos bordos (Figs. 5.31 e 5.32).

Em todas as litologias estudadas as piroxenas apresentam, como referido, alguma forma de zonamento composicional que é, sem dúvida, muito mais pronunciado do que o apresentado por estes mesmos minerais nos piroxenitos.

Tanto os melteigitos como os ijolitos s.s. são constituídos principalmente por piroxenas com zonamento inverso, ainda que sejam também frequentes os cristais com zonamento normal. Em qualquer destas situações, o padrão de zonamento raramente é concêntrico, apresentando por vezes mesmo um carácter oscilatório. Todavia, e de um modo geral, nos cristais que evidenciam zonamento inverso tende a haver um empobrecimento progressivo de FeO, TiO₂ e Al₂O₃ acompanhado de um incremento de MgO do núcleo para os bordos (Figs. 5.33A e B).

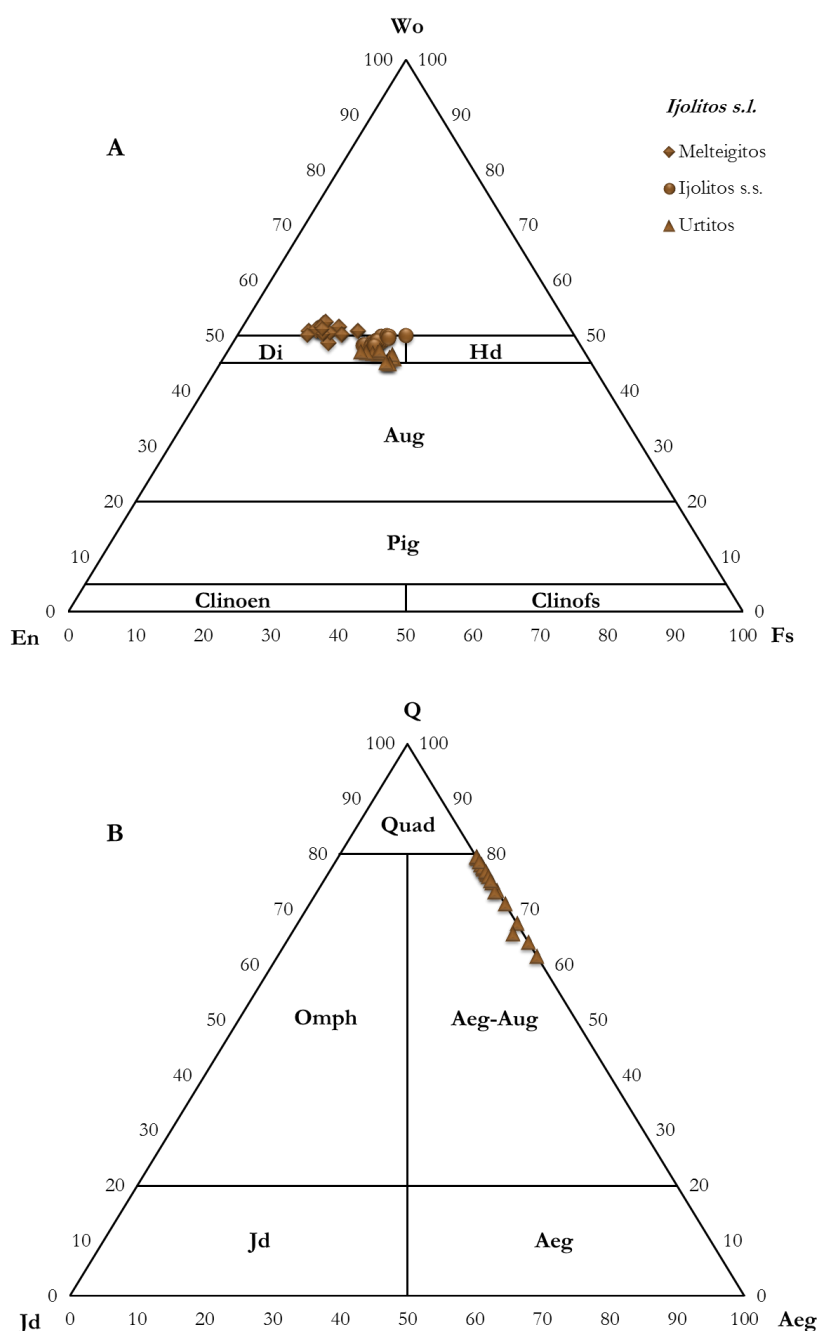


Fig. 5.32 - Projecção das clinopiroxenas dos ijolitos *s.l.* da Unidade Intermédia nos diagramas Wo-En-Fs (A) e Q-Jd-Aeg (B) de Morimoto et al. (1988). Os melteigitos e ijolitos *s.s.* apresentam na sua maioria piroxenas de composição diopsídica, por vezes enriquecidas no componente Wo (ver texto). Já as clinopiroxenas constituintes dos termos mais diferenciados desta série, os urtitos, caracterizam-se por um forte zonamento composicional, variando desde núcleos diopsídicos a bordos aegirino-augíticos. Campos composicionais: Diópsido (Di), Hedembergite (Hd), Augite (Aug), Pigeonite (Pig), Clinoenstatite (Clinoen), Clinoferrossilite (Clinofs), “Quadrilaterais” (Quad), Onfacite (Omph), Aegirina-augite (Aeg-Aug), Jadeite (Jd) e Aegirina (Aeg). $Wo = 100 \cdot Ca / (Ca + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$, $En = 100 \cdot Mg / (Ca + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$, $Fs = 100 \cdot (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn) / (Ca + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$, $Q = 100 \cdot (Ca + Mg + Fe^{2+}) / (Ca + Mg + Fe^{2+} + 2Na)$, $Jd = 100 \cdot [2Na / (Ca + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)] \cdot [Fe^{3+}_{VI} / (Fe^{3+}_{VI} + Al_{VI})]$ e $Aeg = 100 \cdot [2Na / (Ca + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)] \cdot [Al_{VI} / (Fe^{3+}_{VI} + Al_{VI})]$.

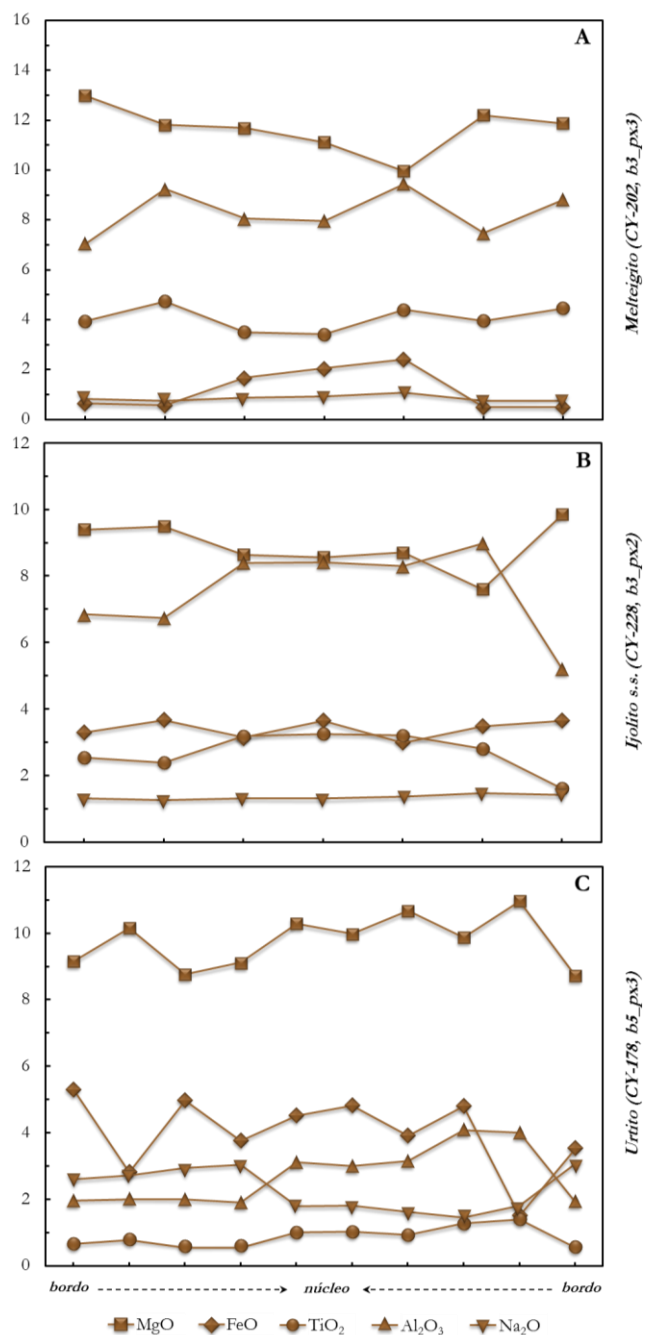


Fig. 5.33 - Exemplo de perfis composicionais de clinopiroxenas constituintes de um melteigito (CY-202), ijolito s.s. (CY-228) e urtito (CY-178) da Unidade Intermédia (teores em MgO, FeO, TiO₂, Al₂O₃ e Na₂O expressos em wt.%). As diferenças entre estas três litologias estão bem patentes nestes perfis, mas são os urtitos que evidenciam maiores contrastes composicionais, nomeadamente nos teores em FeO e Na₂O, que são consideravelmente mais elevados que os apresentados pelos termos menos evoluídos.

Os urtitos destacam-se nitidamente das restantes litologias por apresentarem cristais com zonamento tendencialmente normal (ainda que bastante irregular). Em termos globais, incluindo núcleos e bordos, as piroxenas destas rochas apresentam também forte incremento em Na₂O (1.45 - 4.91 wt.%) e FeO^T (11.30 - 18.76 wt.%) e ligeiro decréscimo em TiO₂ (0.16 -

1.39 wt.%) (Fig. 5.33C). Estes valores contrastam consideravelmente com os mesmos apresentados pelas clinopiroxenas das litologias menos diferenciadas (melteigitos: $\text{Na}_2\text{O} = 0.54 - 1.05$ wt.%, $\text{FeO}^T = 5.96 - 9.69$ wt.% e $\text{TiO}_2 = 2.80 - 5.82$ wt.%; ijolitos s.s.: $\text{Na}_2\text{O} = 1.23 - 1.49$ wt.%, $\text{FeO}^T = 11.03 - 13.19$ wt.% e $\text{TiO}_2 = 1.48 - 3.31$ wt.%).

5.3.2.3.3. Sienitos nefelínicos

A observação petrográfica das lâminas delgadas de sienitos nefelínicos permitiu, como descrito anteriormente, o reconhecimento de dois subgrupos litológicos distintos designados, respectivamente, de Grupo I e Grupo II. O estudo das piroxenas que constituem estas rochas vem confirmar a presença de duas populações distintas a nível composicional, atribuídas a cada um dos grupos respectivos identificados anteriormente (Fig. 5.34).

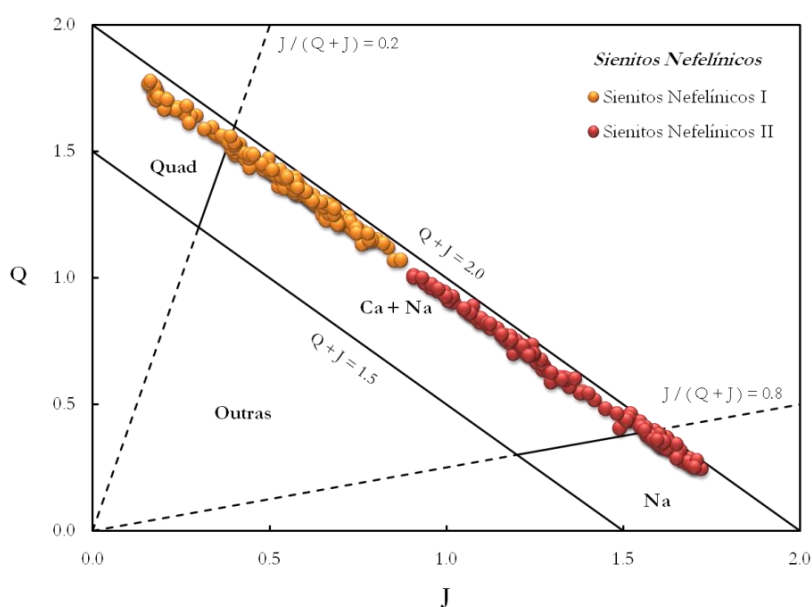


Fig. 5.34 - Projecção das clinopiroxenas dos sienitos nefelínicos da Unidade Intermédia no diagrama Q-J de Morimoto et al. (1988). $Q = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$, $J = 2\text{Na}$.

As clinopiroxenas constituintes dos sienitos nefelínicos do Grupo I caracterizam-se por uma vasta gama composicional, desde termos do tipo “Quad” até termos do tipo Ca-Na (Fig. 5.34). Os primeiros encontram-se quase exclusivamente restringidos aos núcleos dos cristais. Estas piroxenas projectam-se essencialmente no campo do diópsido, mas algumas há que se estendem até composições mais augíticas. Os bordos destes cristais, por sua vez, apresentam um enriquecimento progressivo em molécula aegirínica, como se pode observar pela Fig. 5.35.

No entanto, a esmagadora maioria das clinopiroxenas que ocorre nestas rochas apresenta composição puramente calco-sódica.

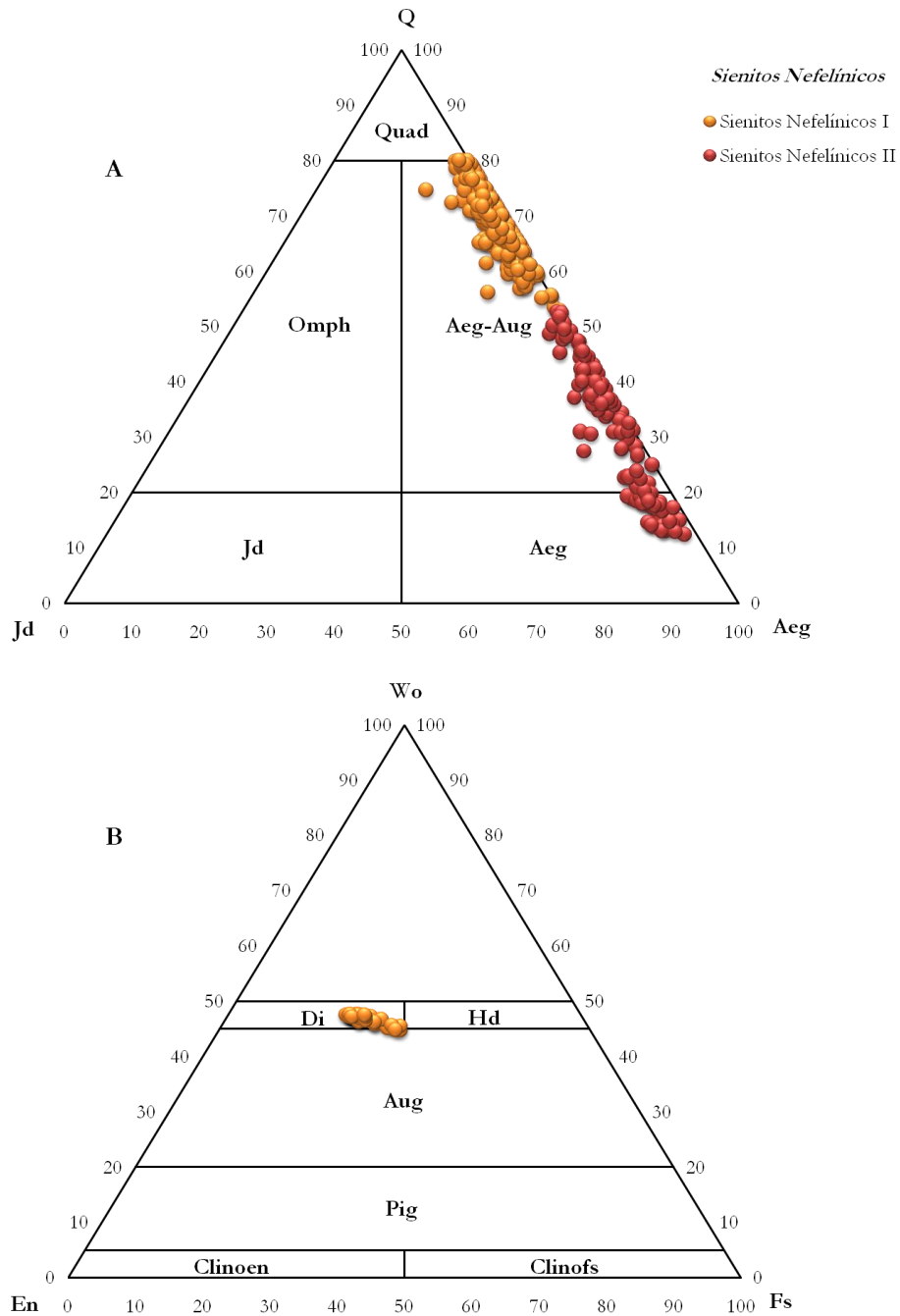


Fig. 5.35 - Projecção das clinopiroxenas dos sienitos nefelínicos da Unidade Intermédia nos diagramas Q-Jd-Aeg (A) e Wo-En-Fs (B) de Morimoto et al. (1988). Campos composicionais: Diópsido (Di), Hedembergite (Hd), Augite (Aug), Pigeonite (Pig), Clinoenstatite (Clinoen), Clinoferrossilite (Clinofs), “Quadrilaterais” (Quad), Onfacite (Omph), Aegirina-augite (Aeg-Aug), Jadeite (Jd) e Aegirina (Aeg). $Q = 100 * (Ca + Mg + Fe^{2+}) / (Ca + Mg + Fe^{2+} + 2Na)$, $Jd = 100 * [2Na / (Ca + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)] * [Fe^{3+}_{VI} / (Fe^{3+}_{VI} + Al_{VI})]$, $Aeg = 100 * [2Na / (Ca + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)] * [Al_{VI} / (Fe^{3+}_{VI} + Al_{VI})]$, $Wo = 100 * Ca / (Ca + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$, $En = 100 * Mg / (Ca + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$, $Fs = 100 * (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn) / (Ca + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)$.

As clinopiroxenas dos sienitos nefelínicos pertencentes ao Grupo II são as mais enriquecidas em Na_2O e Fe_2O_3 de toda a Unidade Intermédia, como se pode constatar pela Tabela 5.6 e comparando as Figs. 5.29A, 5.31, 5.34 e 5.36B. Efectivamente, estas piroxenas caracterizam-se por 16 - 29 wt.% de Fe_2O_3 e 6 - 12 wt.% de Na_2O , enquanto as constituintes das restantes litologias não ultrapassam os 17 wt.% de Fe_2O_3 e os 6 wt.% de Na_2O . Apresentam, deste modo, composições que vão desde moderadamente calco-sódicas, correspondendo a aegirina-augites, a puramente sódicas, classificadas como aegirinas.

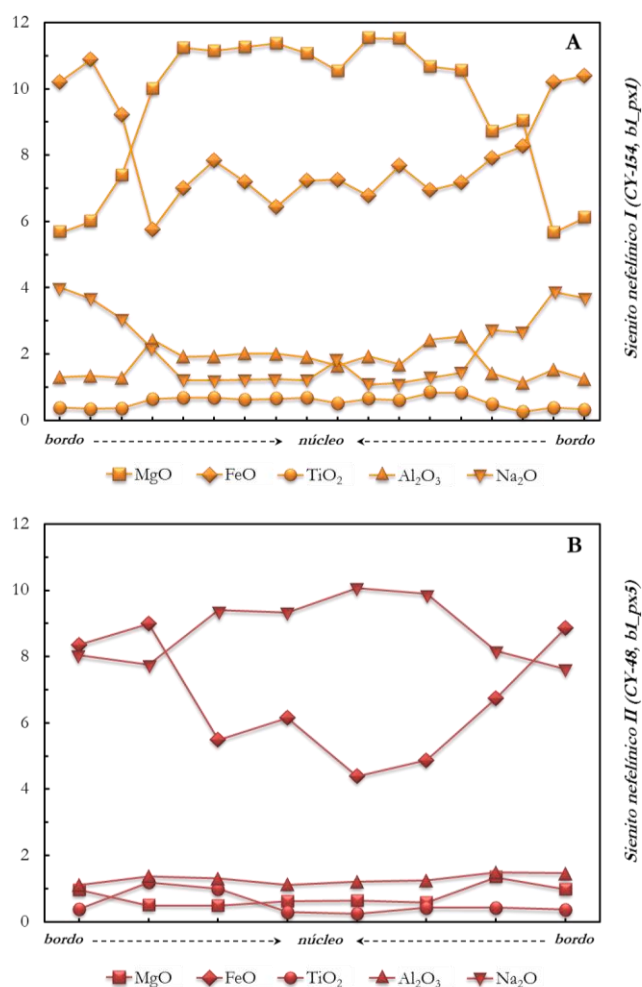


Fig. 5.36 - Exemplo de perfis composicionais de clinopiroxenas constituintes dos sienitos nefelínicos pertencentes ao Grupo I (CY-154) e Grupo II (CY-48) da Unidade Intermédia (teores em MgO, FeO, TiO₂, Al₂O₃ e Na₂O expressos em wt.%).

Tabela 5.6 - Intervalo de valores dos elementos maiores que constituem as clinopiroxenas (bordo e núcleo incluídos) das litologias silicatadas pertencentes a Unidade Intermédia.

UNIDADE INTERMÉDIA		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	Mg#
Piroxenitos		43.57 - 50.98	1.20 - 4.24	3.74 - 8.87	3.01 - 6.76	1.45 - 3.45	11.54 - 13.78	22.55 - 23.38	0.73 - 1.18	86.44 - 93.80
Ijolitos s.l.	Melteigitos	39.98 - 44.94	2.80 - 5.82	7.04 - 10.84	6.03 - 8.38	0.00 - 2.39	9.94 - 12.97	22.10 - 23.18	0.54 - 1.05	88.13 - 99.76
	Ijolitos s.s.	41.03 - 46.67	1.48 - 3.31	5.08 - 9.00	8.44 - 10.84	2.15 - 4.08	7.60 - 10.53	21.24 - 22.10	1.23 - 1.49	79.55 - 88.59
	Urtitos	46.85 - 49.88	0.16 - 1.39	1.39 - 4.09	8.46 - 15.86	1.51 - 5.94	6.53 - 10.97	15.78 - 21.73	1.45 - 4.91	70.25 - 92.84
Sienitos nefelínicos	Grupo I	49.23 - 52.13	0.21 - 1.12	0.96 - 3.15	3.41 - 16.70	3.25 - 11.26	4.32 - 11.89	13.77 - 22.54	1.09 - 5.85	40.62 - 82.57
	Grupo II	49.35 - 52.49	0.17 - 1.68	1.04 - 2.18	16.38 - 29.18	0.00 - 10.50	0.49 - 4.73	2.93 - 13.40	6.09 - 11.64	9.15 - 93.85

Nos dois subgrupos litológicos as piroxenas apresentam, como já se viu, zonamentos ópticos e composicionais. Na Fig. 5.36 estão projectados os padrões tipicamente encontrados nos sienitos nefelínicos do Grupo I e Grupo II (A e B, respectivamente). No primeiro, o zonamento é normal, sendo as clinopiroxenas bastante enriquecidas em MgO e FeO. Já o segundo grupo se destaca por quantidades apreciáveis de Na₂O e FeO.

5.3.2.4. Evolução composicional e condições de cristalização das piroxenas das rochas plutónicas da Unidade Intermédia

A evolução química das clinopiroxenas das rochas silicatadas da Unidade Intermédia pode igualmente ser representada no diagrama Di-Hd-Aeg (Fig. 5.37). Estas definem um contínuo composicional que parte de diópsidos quase puros nos piroxenitos e melteigitos, passa por diópsidos tendencialmente mais enriquecidos em FeO nos ijolitos s.s. e nos núcleos dos urtitos e sienitos nefelínicos do Grupo I, progredindo no sentido do incremento em Na₂O até composições aegirino-augíticas na maioria dos sienitos nefelínicos, e culmina, por fim, nos termos estritamente aegirínicos exclusivos dos sienitos nefelínicos do Grupo II.

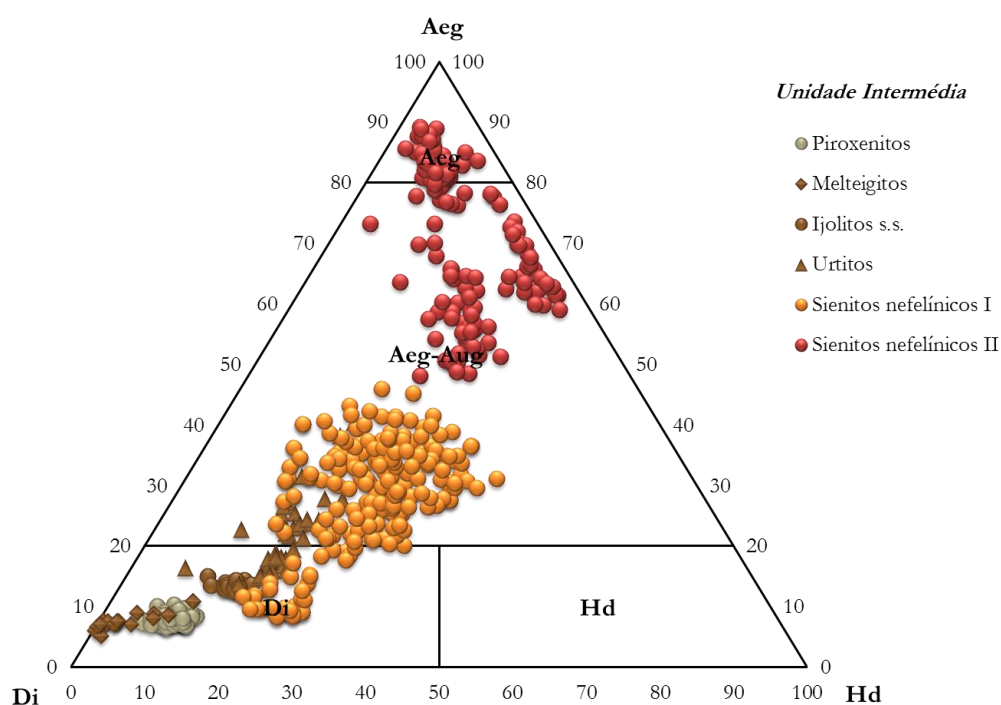


Fig. 5.37 - Projeção das clinopiroxenas da Unidade Intermédia no diagrama Di-Hd-Aeg, onde é evidente uma progressão composicional desde termos diopsídicos quase puros nos piroxenitos e melteigitos a termos aegirínicos exclusivamente nos sienitos nefelínicos pertencentes ao Grupo II. Campos composicionais: Diópsido (Di), Hedembergite (Hd), Aegirina-augite (Aeg-Aug) e Aegirina (Aeg). $Di = 100 \cdot Mg / (Mg + Fe^{2+} + Mn + Na)$, $Hd = 100 \cdot (Fe^{2+} + Mn) / (Mg + Fe^{2+} + Mn + Na)$, $Aeg = 100 \cdot Na / (Mg + Fe^{2+} + Mn + Na)$.

Esta progressão composicional sugere que os termos ultramáficos e máficos da Unidade Intermédia se encontram relacionados por processos de cristalização fraccionada. O magma que terá dado origem a estas piroxenas foi-se tornando progressivamente empobrecido em magnésio ao mesmo tempo que via aumentar a sua concentração em ferro e sódio. O teor em Fe^{3+} foi também aumentando, o que indicia um incremento de fO_2 .

A projeção de piroxenas acima da linha que define os 50% de Wo (no diagrama Wo-En-Fs), como é principalmente o caso de algumas encontradas nos piroxenitos e melteigitos, é indicativo da incorporação de componentes não-quadrilaterais.

À semelhança do que acontece com as piroxenas das rochas vulcânicas da Ilha Brava, também aqui a troca do Si^{4+} pelo Al^{3+} na posição tetraédrica é a principal substituição não-quadrilateral observada (Fig. 5.38), não fossem estas igualmente derivadas de magmas sub-saturados em sílica. Na esmagadora maioria das clinopiroxenas dos piroxenitos, ijolitos *s.s.* e sienitos nefelínicos do Grupo II, a eventual deficiência em Si foi colmatada por Al^{IV} . Ainda assim, num número reduzido de piroxenas a quantidade de Al não é suficiente para compensar a deficiência em Si, o que as leva a projectarem-se abaixo daquela linha de referência. Nesta

situação, que é particularmente flagrante no caso das clinopiroxenas ocorrentes nos melteigitos, urtitos e sienitos nefelínicos do Grupo I, a incorporação de Fe^{3+} torna-se necessária para preencher a posição tetraédrica.

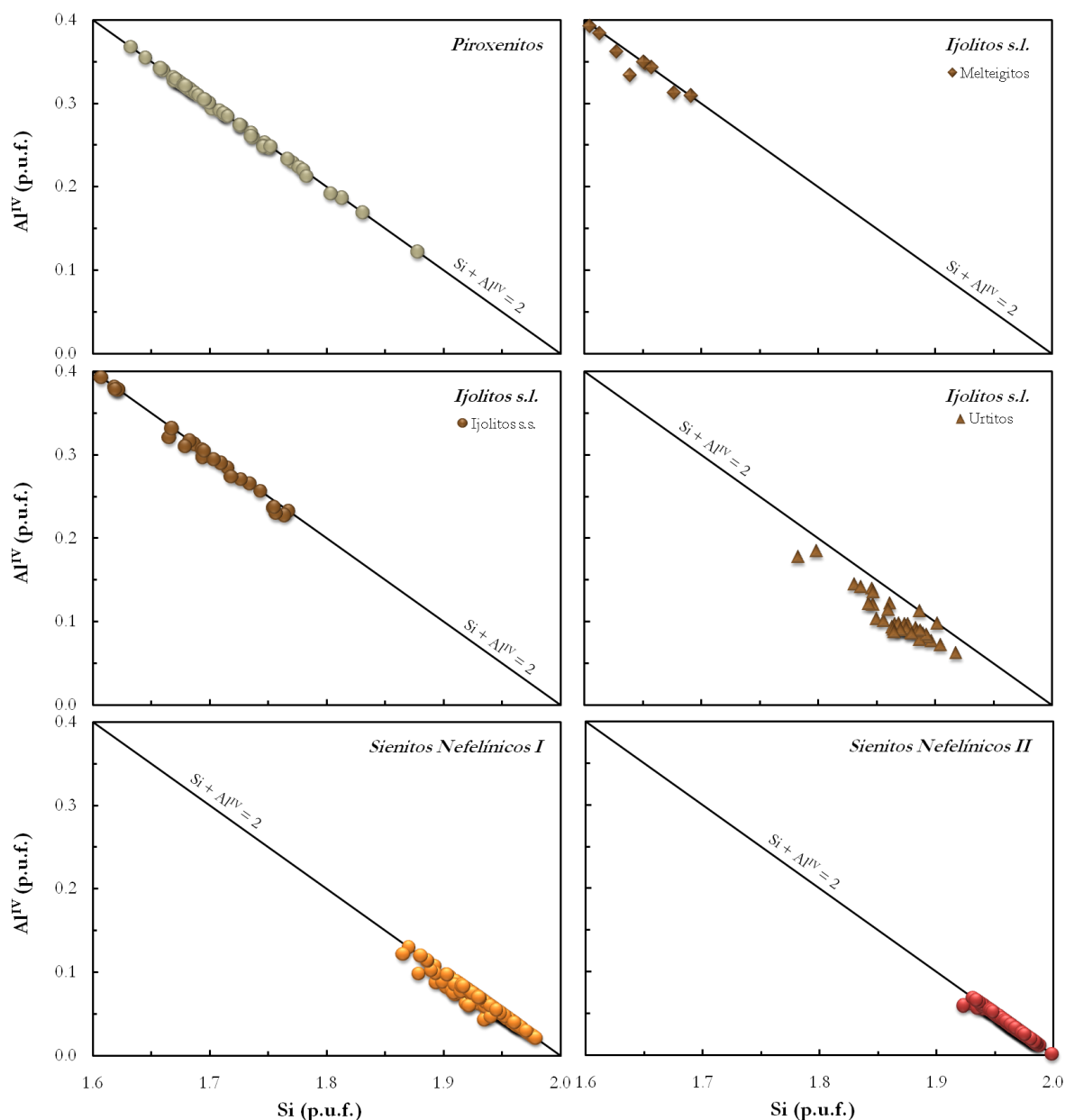


Fig. 5.38 - Diagrama de correlação entre o Si e o Al^{IV} em clinopiroxenas das diversas litologias que compõem a Unidade Intermédia (em átomos p.u.f.).

A identificação das demais substituições que tiveram lugar nas clinopiroxenas analisadas, em complemento do $\text{Si} \rightarrow \text{Al}^{\text{IV}}$, fez-se com recurso a diagramas de correlação, onde se confrontaram as variações de Al^{IV} com os elementos potencialmente envolvidos (Figs. 5.39 e 5.40). O Cr^{3+} não foi incluído nestes diagramas por apresentar concentrações muito baixas

($\text{Cr}_2\text{O}_3 < 0.10$ wt.%, $\text{Cr} < 0.003$ átomos p.u.f.), não constituindo, portanto, um elemento preponderante nos mecanismos de substituição em estudo. Da mesma forma, foram excluídas as projecções que apresentaram coeficientes de correlação (R) inferiores a 0.7, estando os seus valores, no entanto, discriminados na Tabela 5.7.

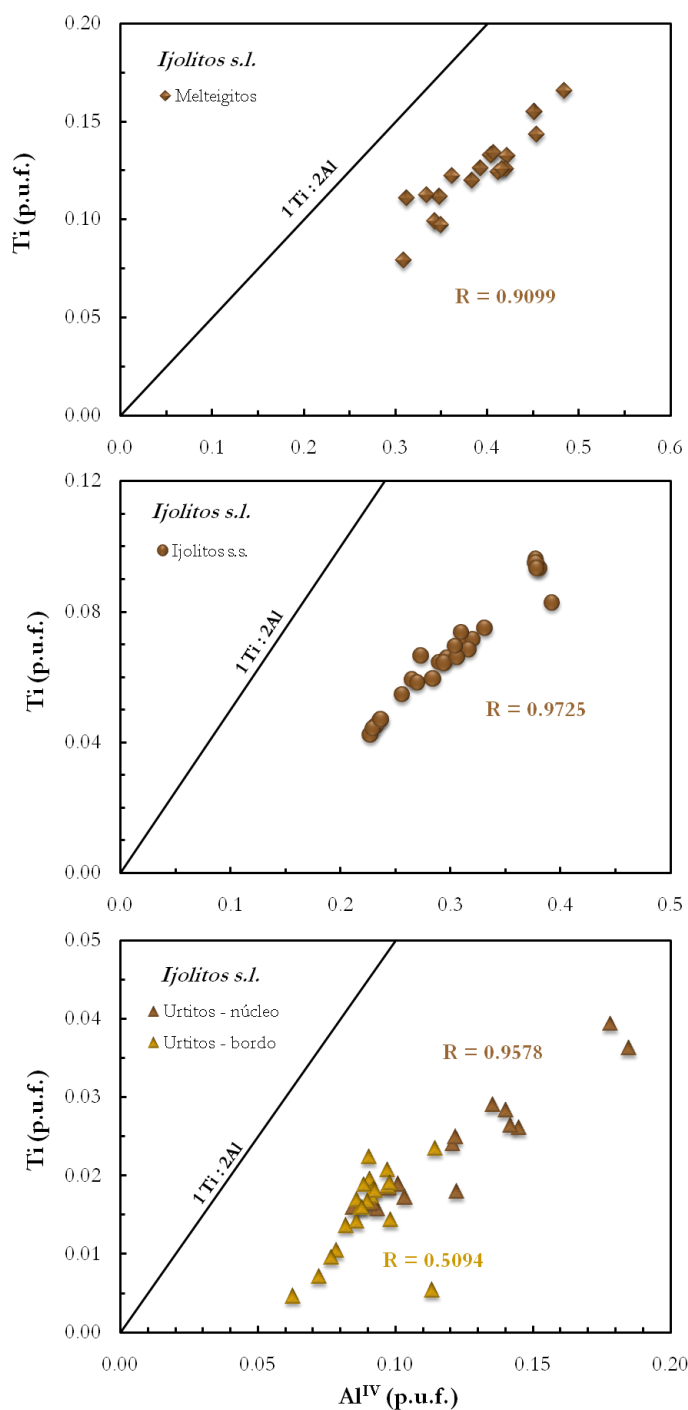


Fig. 5.39 - Diagramas de correlação entre Al^{IV} e Ti para as clinopiroxenas dos ijolitos s.l. (em átomos p.u.f.).

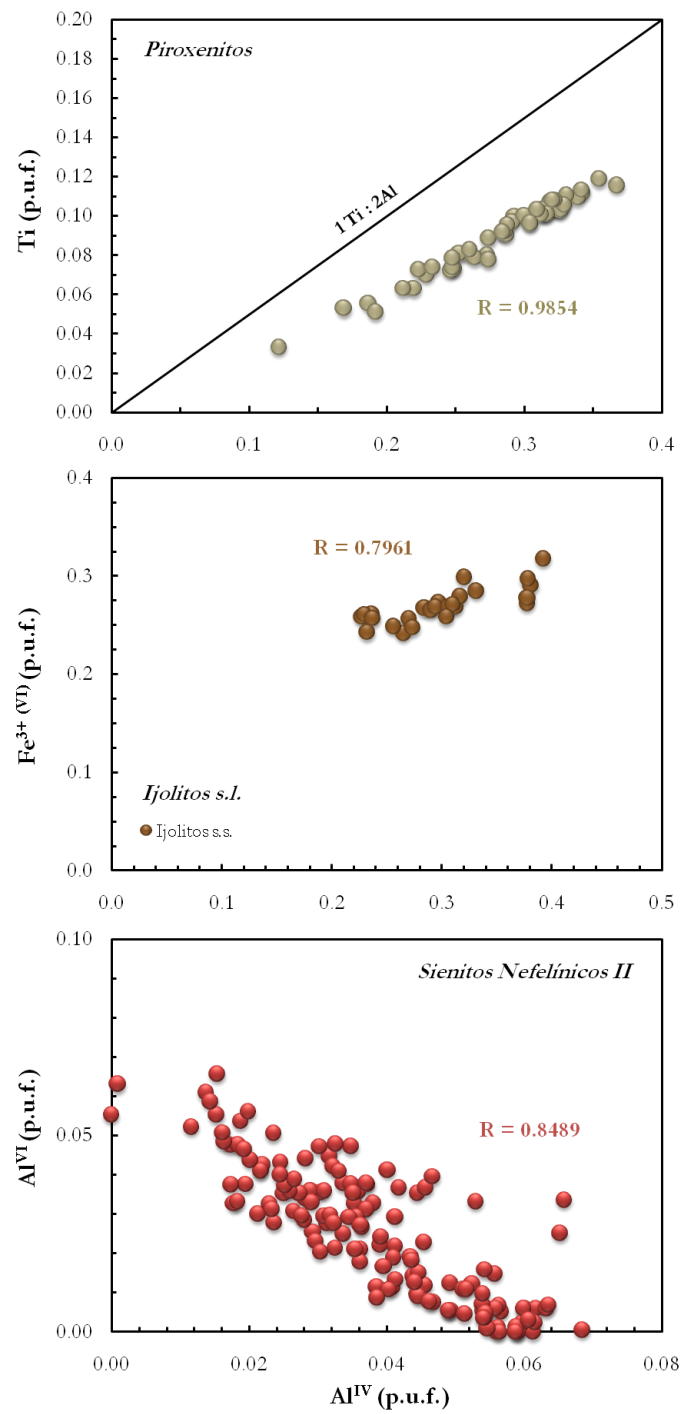


Fig. 5.40 - Diagramas de correlação entre o Al^{IV} e o Ti , Fe^{3+} e Al^{VI} para as clinopiroxenas dos piroxenitos, ijolitos s.s. e sienitos nefelínicos do Grupo II, respectivamente (em átomos p.u.f.).

Tabela 5.7 - Coeficiente de correlação entre Al^{IV} e Fe^{3+} , Al^{VI} , e Ti (em átomos p.u.f.) para as clinopiroxenas constituintes das diversas litologias pertencentes a Unidade Intermédia. Os valores de Al^{VI} nos urtitos são, na sua esmagadora maioria, nulos, razão pela qual não foram aqui considerados.

COEFICIENTES DE CORRELAÇÃO COM Al^{IV}		$Fe^{3+ (VI)}$	$Al^{3+ (VI)}$	Ti^{4+}
Piroxenitos		0.4599	0.0548	0.9834
Ijolitos s.l.	Melteigitos	0.4974	0.4017	0.9000
	Ijolitos s.s.	0.7961	0.5241	0.9725
	Urtitos - núcleo	0.2588	—	0.9578
	Urtitos - bordo	0.4461	—	0.5094
Sienitos nefelínicos	Grupo I	0.3906	0.4180	0.6116
	Grupo II	0.4672	0.8294	0.3376

Pelos elevados coeficientes de correlação expostos nas Figs. 5.39 e 5.40 ($R \geq 0.9$), facilmente se percebe que o Ti , e com variável (mas sempre menor) representatividade também o Fe^{3+} , são os componentes não-quadrilaterais com maior expressão nas clinopiroxenas destas litologias. Já o Al^{VI} apenas adquire algum grau de importância nos sienitos nefelínicos do Grupo II.

Esse enriquecimento em Ti pode ser o resultado de múltiplos factores a actuarem em simultâneo. Por um lado, os magmas alcalinos são relativamente ricos em TiO_2 e pobres em SiO_2 quando comparados com outros tipos de magmas (e.g., toleíticos). Por outro, a baixa actividade da sílica tem como consequência o retardar do aparecimento da plagioclase, preservando, assim, as elevadas concentrações de Al no líquido. Da conjugação destes factores resulta a formação de clinopiroxenas caracterizadas por altas razões $CaTiAl_2O_6/CaMgSi_2O_6$ (Almond, 1988; Loucks, 1990).

A incorporação do Ti nas piroxenas desta unidade acontece, portanto, através da molécula $CaTiAl_2O_6$, em substituição de $(Mg + Fe^{2+})$ na posição M1 (Eq. 5.11). Esta relação encontra-se representada nos diagramas da Fig. 5.41. No caso de apenas existirem estes três catiões em M1 (Mg , Fe^{2+} e Ti), a sua soma deverá perfazer a unidade. Tal não se verifica em nenhuma das amostras; na realidade, elas projectam-se abaixo da linha que traduz aquela condição. Torna-se, então, necessário, invocar outros mecanismos de substituição que preencham a posição cristalográfica e ao mesmo tempo promovam o incremento de carga, compensando assim a deficiência provocada pela substituição de Si por Al na posição tetraédrica.

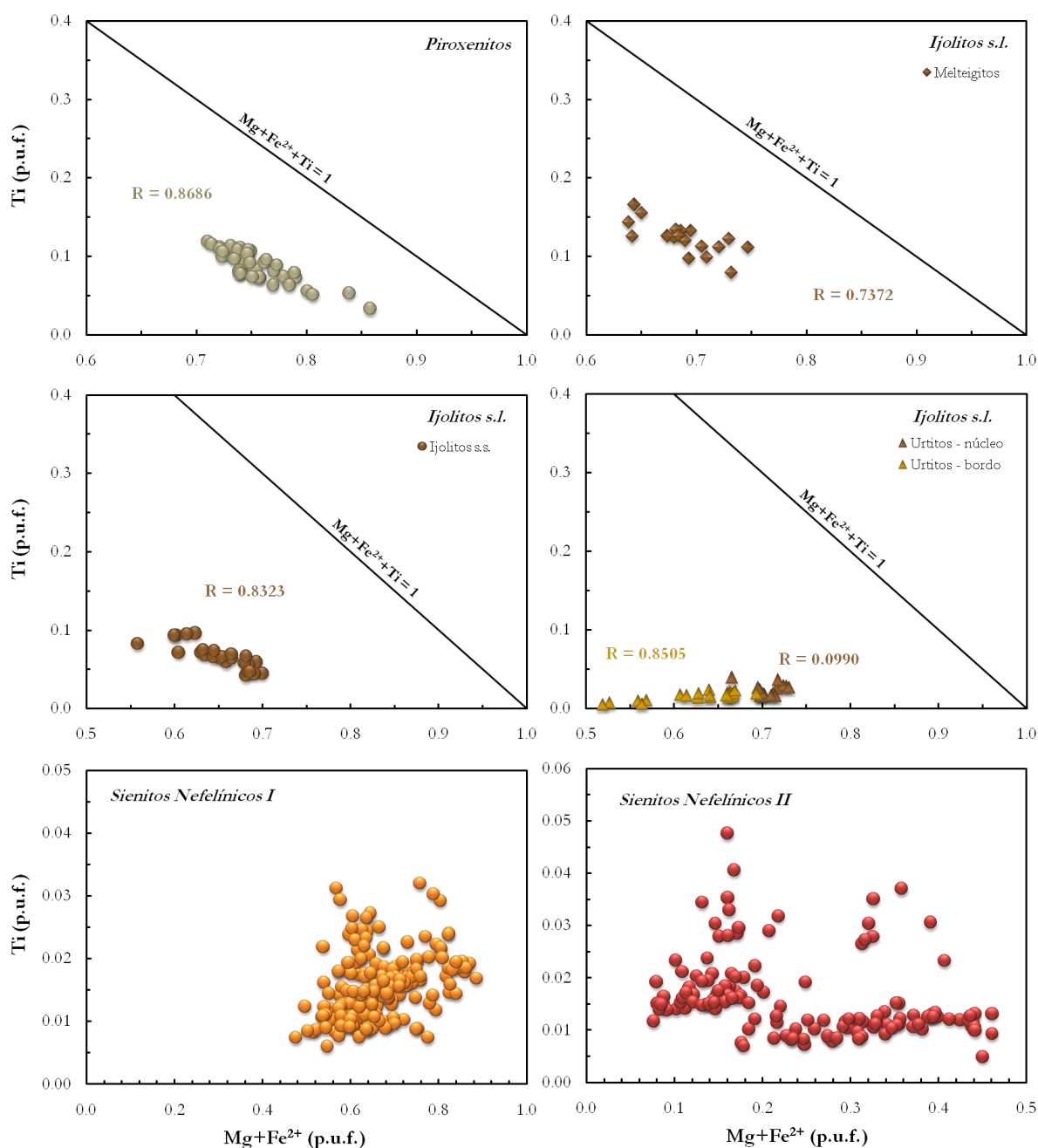


Fig. 5.41 - Diagramas de correlação entre o Ti e o (Mg+Fe²⁺) para as clinopiroxenas das litologias silicatadas da Unidade Intermédia da Brava (em átomos p.u.f.). No caso da posição M1 apenas conter, a sua soma deverá perfazer a unidade e, por conseguinte, as amostras deverão projectar-se sobre a linha de referência representada nos diagramas. Verifica-se, contudo, que tal não acontece em nenhum dos tipos litológicos. O facto dos dados projectam-se abaixo daquela linha indica a entrada de outros componentes.

Como se verificou anteriormente (Fig. 5.41 e Tabela 5.7), o Fe³⁺ define uma correlação, ainda que fraca, com o Al^{IV} nas piroxenas de praticamente todas as litologias. É legítimo, então, acreditar que este elemento esteja também envolvido nos referidos mecanismos de substituição e balanço de cargas.

Os diagramas representados na Fig. 5.41 vêm, de certa forma, confirmar aquela situação. O facto de as amostras apresentarem uma tendência muito próxima da linha que define a condição $Mg + Fe^{2+} + Ti + Fe^{3+} = 1$ implica que, para além da substituição expressa pela Eq. 5.11, também a substituição definida pela Eq. 5.12 deva ser considerada:

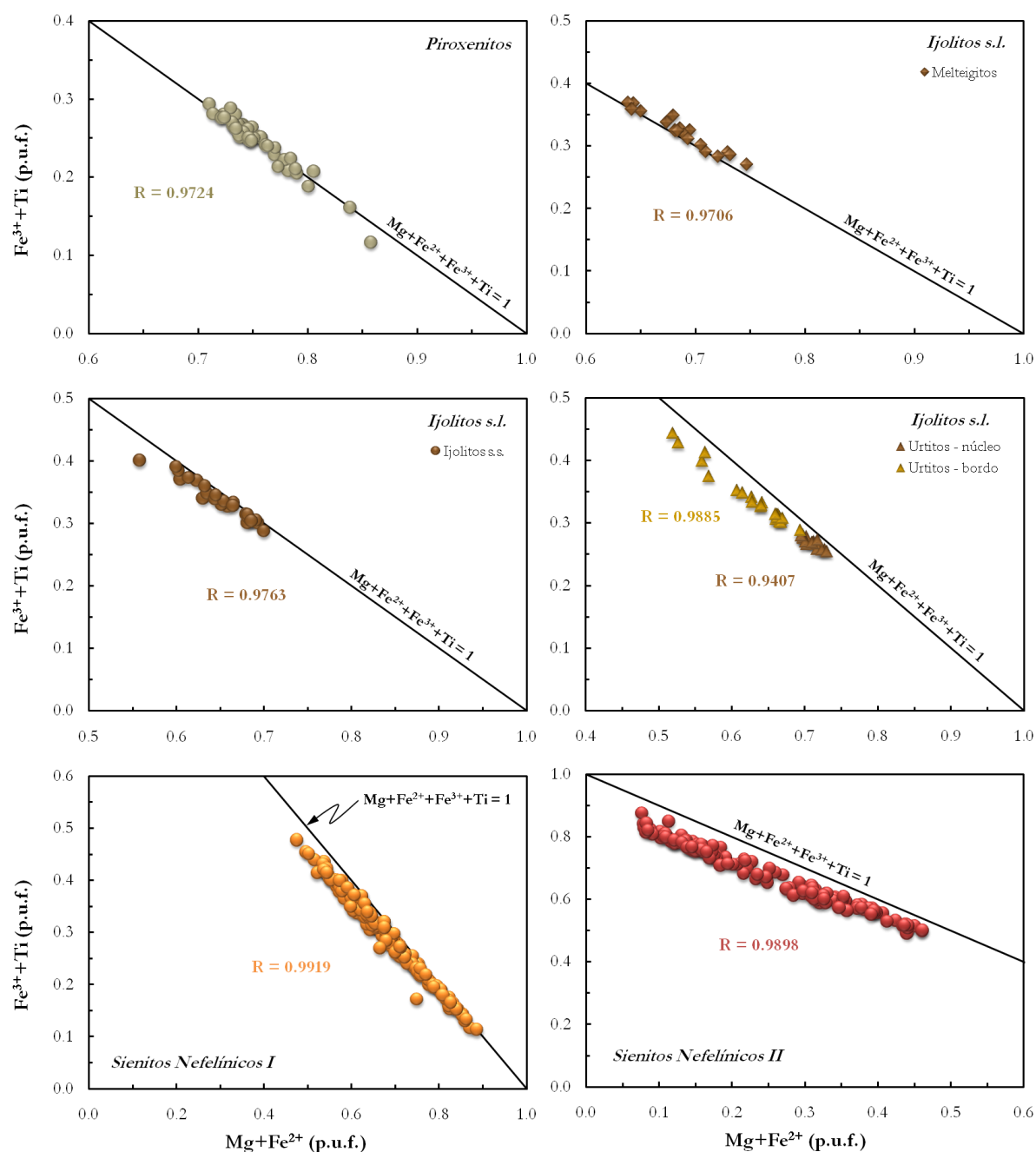


Fig. 5.42 - Diagramas de correlação entre o $(Ti + Fe^{3+})$ e o $(Mg + Fe^{2+})$ para as clinopiroxenas das litologias silicatadas da Unidade Intermédia da Brava (em átomos p.u.f.). Se para além do Ti for também considerado o Fe^{3+} como elemento integrante na posição M1, a tendência obtida aproxima-se bastante da linha que define a condição $Mg + Fe^{2+} + Ti + Fe^{3+} = 1$.

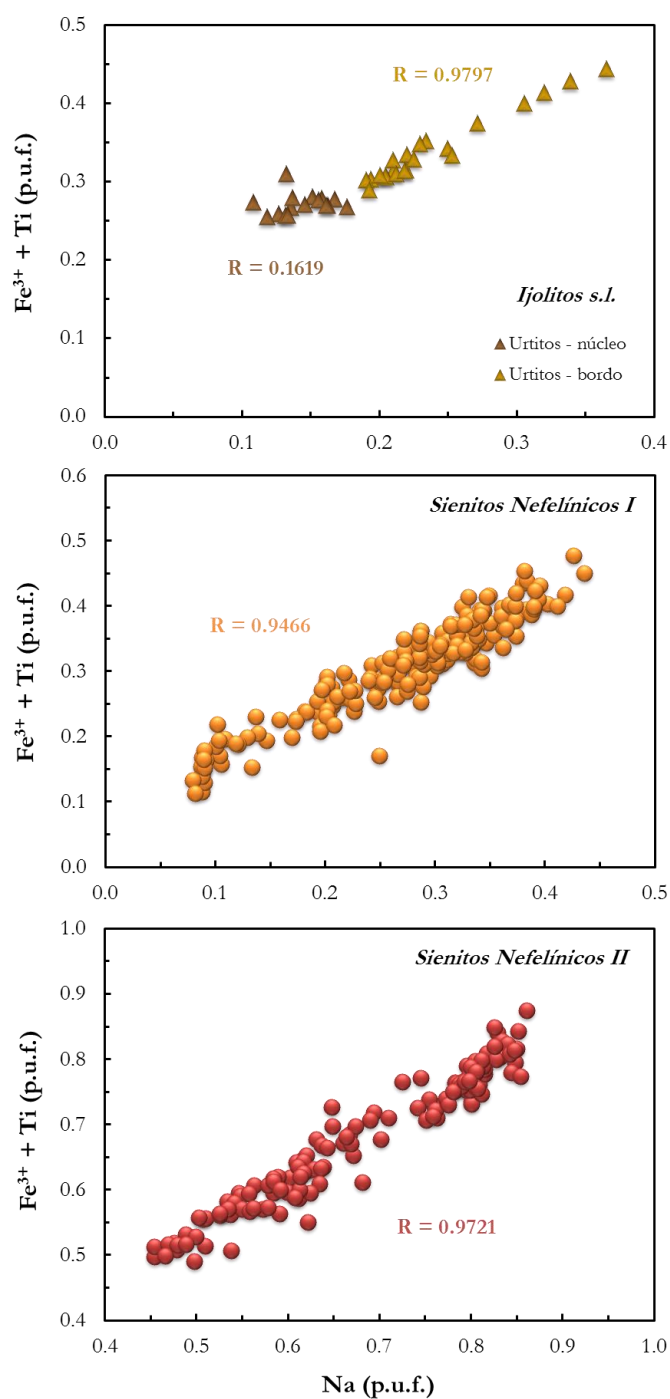
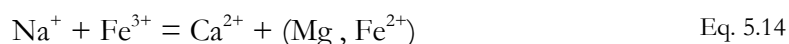
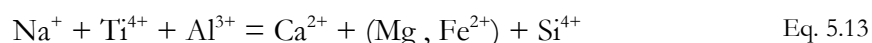


Fig. 5.43 - Diagramas de correlação entre o (Fe³⁺+Ti) e o Na para as clinopiroxenas das litologias silicatadas mais diferenciadas (urtitos e sienitos nefelínicos) da Unidade Intermédia da Brava (em átomos p.u.f.).

Note-se que em situações mais avançadas do processo de evolução magmática, nomeadamente aquando da cristalização das clinopiroxenas dos sienitos nefelínicos e dos bordos das ocorrentes nos urtitos, estes ino-silicatos apresentam um desvio em relação a linha de referência representada nos diagramas da figura anterior. Como já foi dito anteriormente

(veja-se a Tabela 5.7), o Al^{VI} pode também estar envolvido na substituição e balanço de cargas de algumas amostras, incorporando a posição M1.

Outra substituição igualmente responsável pela redução no balanço geral de cargas numa piroxena envolve a troca de Ca^{2+} por Na^+ na posição M2. Portanto, a entrada simultânea de Al na posição T e de Na na posição M2, consequência do elevado grau de sub-saturação do magma, vai provocar uma deficiência de cargas que terá que ser compensada pela entrada de Ti^{4+} , Fe^{3+} e Al^{3+} na posição M1 (Eqs. 5.13 e 5.14; Sgarbi et al., 2000).



Estas substituições acontecem exclusivamente nas piroxenas constituintes das litologias mais evoluídas, como é o caso dos urtitos e dos sienitos nefelínicos (Fig. 5.43). As amostras projectadas nesta figura definem uma correlação próxima da relação ideal 1:1, a qual acontece com a entrada das moléculas $NaFe^{3+}Si_2O_6$ e $NaTiAlSiO_6$, permitindo, assim, concluir que nestas aegirinas ambas as moléculas estão presentes (Sgarbi et al., 2000).

5.3.2.4.1. Estimativa das condições de temperatura e pressão durante a cristalização das clinopiroxenas das rochas máficas vulcânicas

As condições de temperatura e pressão de cristalização das rochas estudadas foram calculadas utilizando a folha de cálculo desenvolvida por Putirka (2008c) [http://www.minsocam.org/MSA/RIM/RiM69_Ch03_cpx_P-T.xls], a qual, entre outros modelos, apresenta o geotermobarómetro calibrado pelo mesmo autor cinco anos antes (Putirka et al., 2003). Ao contrário dos geotermobarómetros desenvolvidos anteriormente (e.g., Putirka et al., 1996), que foram calibrados considerando apenas composições basálticas anidras, o modelo proposto em 2003 permite calcular as condições P-T de cristalização de líquidos hidratados e ricos em SiO_2 (até 71.3 wt.%). Embora ocorram na Ilha Brava litologias exclusivamente subsaturadas em sílica, permanecem por amostrar composições primitivas. Por outro lado, a comum ocorrência de minerais hidratados nas diversas amostras estudadas é indicativo de que estas rochas se desenvolveram em condições onde a presença de água foi

fundamental. Os erros estimados para os cálculos da temperatura e pressão são, respectivamente, $\pm 33^{\circ}\text{C}$ e ± 1.7 kbar.

O método apresentado por Putirka (2003) requer a utilização das composições de clinopiroxenas e do magma em equilíbrio, i.e., a partir do qual as mesmas cristalizaram. A situação ideal seria representada por rochas vitrofíricas em que os fenocristais de clinopiroxena ocorressem em matriz vítrea. Não tendo sido detectado exemplares com essas características, foi utilizada a composição da rocha total como representativa da composição do magma. Para uma maior aproximação às reais condições P-T que caracterizam o sistema sólido-líquido nos exemplares estudados seleccionaram-se somente as análises correspondentes aos núcleos dos fenocristais de clinopiroxenas constituintes de rochas onde a olivina não foi identificada, garantindo, assim, o seu carácter *liquidus*.

Antes de se proceder ao cálculo das condições de temperatura e pressão prevaescentes durante a cristalização das clinopiroxenas encontradas nas rochas máficas é necessário inferir se se está perante uma situação de equilíbrio, ou seja, se as composições de rocha-total podem representar um líquido a partir do qual aqueles minerais cristalizaram. Assim, foram determinados os valores de K_D para a razão Fe/Mg entre a clinopiroxena e o líquido representado pela rocha total, e os mesmos comparados com o valor expectável numa tal situação de equilíbrio (0.27 ± 0.03 ; Putirka, 2008c). Efectuado este teste às composições de rocha-total e seleccionadas algumas das amostras onde aquela condição se verificou, seguiu-se o cálculo da temperatura e pressão de cristalização, cujos resultados encontram-se na Tabela 5.8.

Tabela 5.8 - Estimativa dos valores de temperatura e pressão de cristalização das clinopiroxena constituintes das rochas máficas aflorantes nas unidades Inferior e Superior da Ilha Brava, obtidas a partir do geotermobarómetro calibrado por Putirka et al. (2003). A profundidade foi estimada convertendo o valor da pressão litostática (P) segundo a expressão $P = \rho g z$, onde ρ é a densidade média da crosta oceânica basáltica (3 g/cm^3), g é constante de aceleração gravítica (9.8 m/s^2) e z é a profundidade (km).

Unidade estratigráfica	Inferior			Superior		
Amostra	CY-4	CY-19	CY-166	CY-31	CY-32	CY-61
$K_{D_{\text{Fe/Mg}}}^{\text{cpx/liq}}$ calculado	0.24	0.25	0.25	0.24	0.26	0.26
T ($^{\circ}\text{C}$), Putirka (2003; 2008)	1202	1134	1166	1175	1164	1150
P (kbar), Putirka (2003; 2008)	5.9	6.6	9.1	8.0	6.8	7.2
Profundidade (km)	20.1	22.4	31.0	24.5	20.4	21.6

Assim, para as situações de equilíbrio, obtiveram-se valores de temperatura de cristalização das clinopiroxenas entre 1134 e 1202 °C, no caso da Unidade Inferior, e entre 1150 e 1175 °C no caso da Unidade Superior. Relativamente à pressão, os valores estimados variam entre 5.9 e 9.1 kbar ($\approx 0.6 - 0.9$ GPa) no caso dos litótipos mais antigos e entre 6.8 e 8.0 kbar ($\approx 0.7 - 0.8$ GPa) no caso dos litótipos mais recentes. Considerando o carácter fenocristalino das clinopiroxenas seleccionadas, e, portanto, o arrefecimento lento dos magmas que lhes deram origem, estima-se que o desenvolvimento das câmaras magmáticas terá ocorrido por volta dos 20 - 31 km e 20 - 25 km, respectivamente, para as unidades Inferior e Superior.

A principal força motora da ascensão magmática é a energia potencial gravítica. Os magmas tendem a ascender enquanto a sua densidade for inferior à das rochas suprajacentes. Ao atingirem o nível de compensação de densidade, a sua flutuabilidade (*buoyancy*) é nula, pelo que tendem a estacionar formando câmaras magmáticas (e.g., Ryan, 1994) onde o magma se vai acumulando e, simultaneamente, arrefecendo. Quando a temperatura *liquidus* é atingida, começa a cristalizar.

Trabalhos recentemente publicados levam a concluir que a espessura crostal sob as ilhas cabo-verdianas é da ordem de 22 a 30 km (Lodge & Helffrich, 2006; Vinnik et al., 2012), o que é significativamente superior à espessura típica da crosta oceânica.

A partir da variação das razões de Poisson (V_p/V_s), Vinnik et al. (2012) propuseram que esse espessamento se deve à ocorrência de processos de “*underplating*”, que explicariam o aparecimento de rochas gabróicas entre os ≈ 10 e os 20 - 30 km de profundidade.

Os resultados geobarométricos obtidos neste estudo apontam para que o desenvolvimento das câmaras magmáticas se tivesse dado na base da crosta espessada durante as fases anteriores de crescimento da ilha⁴⁷. Essa profundidade, correspondendo à discontinuidade de Mohorovicic, terá funcionado como nível de flutuabilidade para o magma em ascensão.

5.3.3. Óxidos

A designação de *óxidos* utilizada neste trabalho refere-se aos minerais opacos pertencentes ao sistema $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Cr}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$. São minerais de extrema importância uma vez que o grande número de substituições possíveis permite a monitorização dos processos de

⁴⁷ Schmincke (1982) refere que a parte emersa das ilhas vulcânicas dos arquipélagos da Madeira e Canárias corresponde a menos de 5% do total do edifício vulcânico. Se tal valor pode, no caso de Cabo Verde, ser superior, devido à presença do *Cape Verde Rise*, a parte emersa representará sempre uma pequena fracção do edifício insular/vulcânico.

evolução magmática, dando indicações quer sobre a evolução composicional dos magmas, quer sobre as condições de pressão e temperatura prevalentes na altura da formação das rochas que os albergam.

De acordo com a sistemática apresentada em Lindsley (1976), os óxidos estudados pertencem a série das espinelas. O termo “espinela” é aqui utilizado, em *sensu lato*, para se referir aos óxidos cuja composição é descrita pela fórmula geral AB_2O_4 , onde há quatro oxigénios e três catiões na malha unitária, dos quais um está em coordenação tetraédrica (posição A) e dois em coordenação octaédrica (posição B) (Andersen & Lindsley, 1988; Deer et al., 1992). Este grupo pode ser dividido em três séries, consoante o ião trivalente em B seja Al, Fe ou Cr (Tabela 5.9) (Deer et al., 1992).

Tabela 5.9 - Minerais que constituem as diferentes séries do grupo das espinelas, segundo Deer et al. (1992). Também a ulvospinela ($Fe^{2+}TiO_4$) apresenta a estrutura da espinela, caracterizando-se pela ocorrência da substituição $2Fe^{3+} \leftrightarrow Fe^{2+} + Ti^{4+}$.

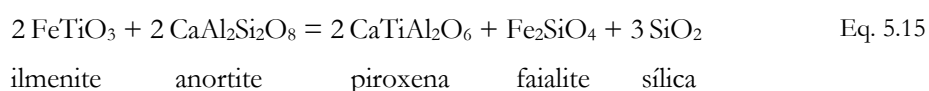
GRUPO DAS ESPINELAS					
Série da espinela (Al)		Série da magnetite (Fe^{3+})		Série da cromite (Cr)	
Espinela	$MgAl_2O_4$	Magnesio-ferrite	$MgFe_2^{3+}O_4$	Magnesio-cromite	$MgCr_2O_4$
Hercinite	$Fe^{2+}Al_2O_4$	Magnetite	$Fe^{2+}Fe_2^{3+}O_4$	Cromite	$Fe^{2+}Cr_2O_4$
Ganite	$ZnAl_2O_4$	Franklinite	$ZnFe_2^{3+}O_4$		
Galaxite	$MnAl_2O_4$	Jacobsite	$MnFe_2^{3+}O_4$		
		Trevorite	$NiFe_2^{3+}O_4$		

A fórmula estrutural das espinelas foi calculada com base em 4 oxigénios usando para tal a folha de cálculo concebida pelo Dr. Giles Droop (Universidade de Manchester, Inglaterra), disponibilizada no *site* http://www.open.ac.uk/earth-research/tindle/AGT/AGT_Home_2010/Microprobe-2.html. A estimacão do Fe^{3+} foi feita por balanço de cargas. Para a classificação e nomenclatura das espinelas seguiram-se os critérios de Deer et al. (1992), que designam o mineral em função dos catiões R^{3+} e R^{2+} dominantes⁴⁸, sendo as variedades designadas pelo segundo constituinte mais importante.

Nos diferentes litótipos estudados, os óxidos encontram-se presentes em praticamente todos, constituindo mesmo, em alguns casos, uma fase mineralógica bastante abundante. As

⁴⁸ No caso das espinelas, existem dois grupos estruturais que diferem na distribuição dos seus catiões entre as posições A e B, que são conhecidos como espinelas normais e inversas, respectivamente. Com a fórmula geral $R_8^{2+}R_{16}^{2+}O_{32}$, as duas distribuições são: *Normal* - $8R^{2+}$ em A e $16R^{3+}$ em B; *Inversa* - $8R^{3+}$ em A e $(8R^{2+} + 8R^{3+})$ em B.

espinelas são, sem margem de dúvidas, o óxido de Fe-Ti predominante. A ausência de ilmenites é uma constante em outras ilhas do arquipélago de Cabo Verde, nomeadamente na ilha do Sal (Torres, 1998), São Vicente (Trindade, 2002) e em Santiago (Martins, 2003, 2012). A escassez de minerais desta série é expectável em ambientes subsaturados, uma vez que a baixa actividade da sílica favorece a entrada do Ti nas piroxenas, inibindo a sua incorporação nos óxidos e consequentemente a formação de ilmenite (Eq. 5.15; Verhoogen, 1962; Carmichael et al., 1974).



5.3.3.1. Rochas vulcânicas

Nas lâminas de rochas vulcânicas - de composições máficas e félsicas - foram observados minerais desta natureza quer como fenocristais, quer como microfenocristais, quer ainda como componentes da matriz. Foram igualmente encontrados óxidos sob a forma de inclusões em fenocristais de várias outras espécies minerais (e.g., olivina, piroxena, feldspatóides). Estes diferentes modos de ocorrência testemunham três fases de cristalização bem demarcadas: uma primeira representada pelos óxidos inclusos, a qual é seguida pelo desenvolvimento dos feno- e microfenocristais, e, por fim, a nucleação dos cristais da matriz. Neste percurso observa-se uma diminuição dos teores de MgO, Cr₂O₃ e Al₂O₃ concomitantemente a um incremento do TiO₂, FeO e MnO, concordante com a evolução composicional do líquido magmático.

Nos diagramas das Figs. 5.44 e 5.46 estão representadas as três séries de soluções sólidas no sistema TiO₂ - FeO - Fe₂O₃: a série da pseudobrookite (ortorrômbica), a série da hematite-ilmenite (trigonal) e a série cúbica da magnetite-ulvospinela (Deer et al., 1992). Pela observação desta mesma figura constata-se que a complexidade composicional de alguns dos exemplares analisados, nomeadamente os constituintes das rochas máficas da Unidade Inferior, não é simplesmente explicável em termos das variações possíveis na solução sólida ulvospinela-magnetite (Usp-Mt_{ss}). Verifica-se, assim, neste caso, a existência de dois grupos composicionais: o grupo A, cujos resultados projectam-se, grosso modo, no interior dos limites que definem a solução sólida da ulvospinela-magnetite (cujos membros são denominados de titanomagnetites por Haggerty, 1976), e o grupo B, cujos valores projectam-

se abaixo dessas mesmas linhas. Estas últimas aparecem quase sempre inclusas no interior de fenocristais de olivina e piroxena.

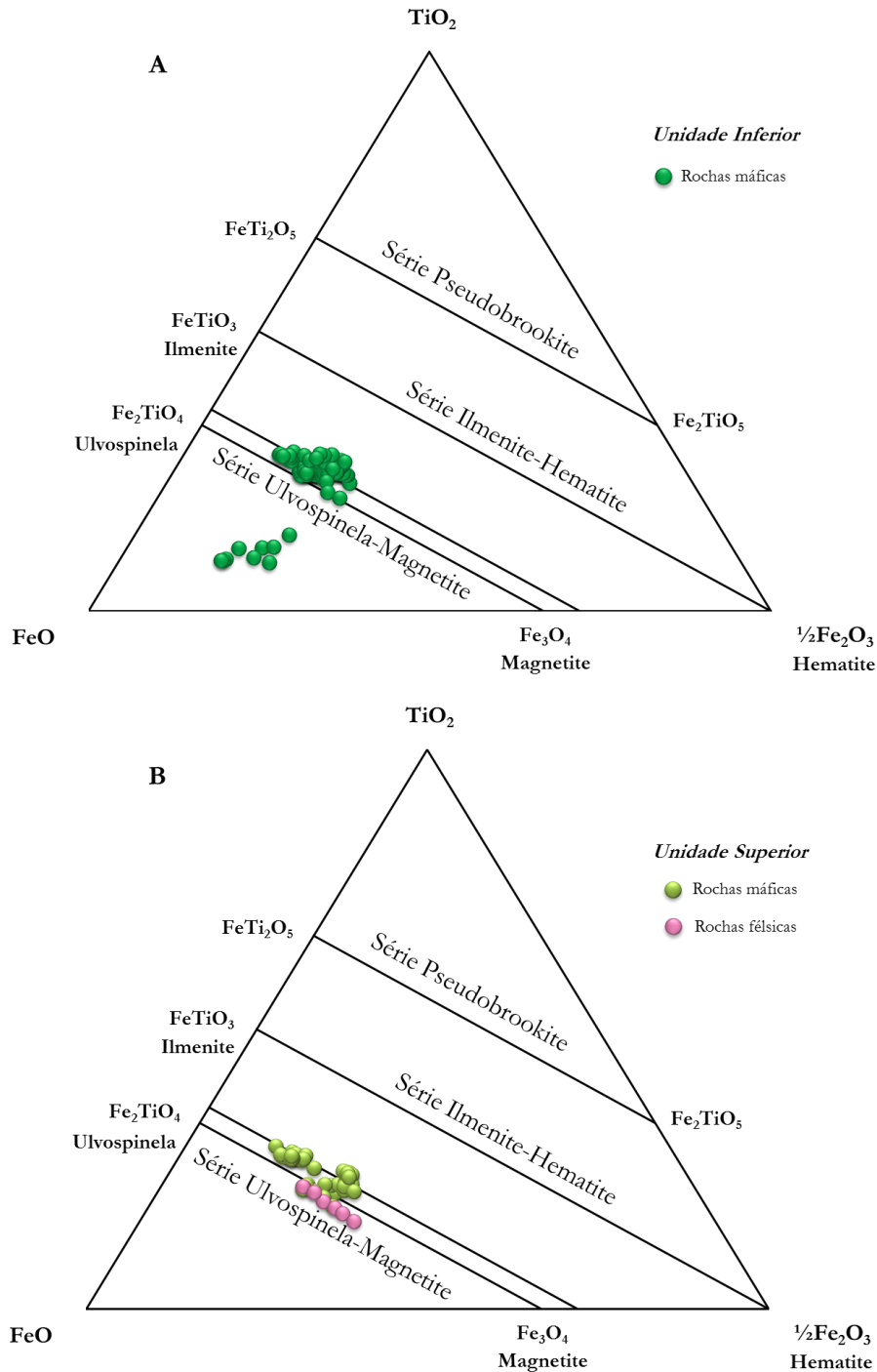


Fig. 5.44 - Projecção das espinelas das rochas máficas e félsicas das unidades Inferior (A) e Superior (B) da Ilha Brava no sistema $\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{TiO}_2$ (em wt.%). Adaptado de Taylor (1964).

Projectando aquelas mesmas amostras nos diagramas da Fig. 5.45 permite confirmar que, muito embora o catião trivalente Fe^{3+} seja predominante na esmagadora maioria das mesmas,

num conjunto restrito não o é, sendo esse lugar ocupado pelo Al e Cr (espinelas cromo-aluminosas *s.l.*). De facto, pela Tabela 5.10 verifica-se que, para além de um maior enriquecimento em Cr_2O_3 e Al_2O_3 , o grupo B apresenta também teores mais elevados em MgO, ao contrário do que acontece com o TiO_2 , FeO e Fe_2O_3 cujos teores são mais baixos. Ora, estas são características de minerais que cristalizaram num estágio mais precoce da evolução do líquido magmático, o que está de acordo com o facto de serem maioritariamente minerais inclusos em outras fases.

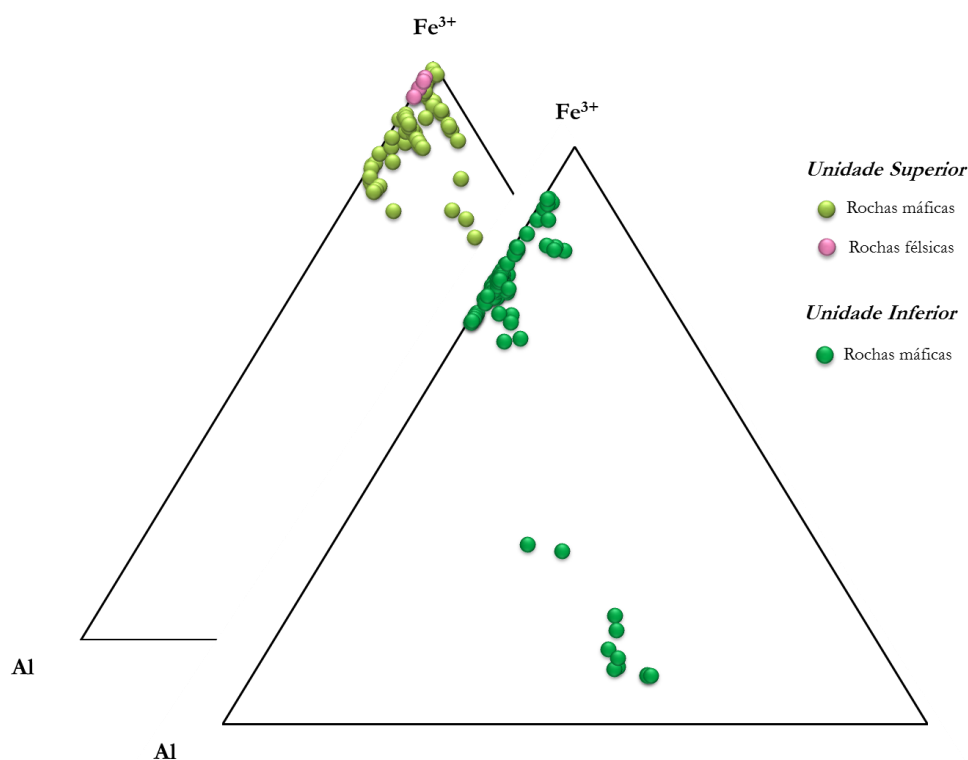


Fig. 5.45 - Projecção das espinelas das rochas vulcânicas máficas e fêlsicas das unidades Inferior e Superior da Ilha Brava no diagrama Fe^{3+} - Al - Cr (em átomos p.u.f.).

Tabela 5.10 - Intervalos de variação dos principais óxidos (em wt.%) nos dois grupos de espinelas identificados nas rochas máficas da Unidade Inferior.

TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO
<i>Grupo A: titanomagnetites</i>						
14.15 - 23.30	1.31 - 8.81	0.10 - 3.90	23.05 - 33.69	31.27 - 48.41	0.00 - 1.18	1.97 - 10.01
<i>Grupo B: espinelas cromo-aluminosas</i>						
1.60 - 8.53	15.32 - 21.22	17.76 - 43.16	6.87 - 20.98	12.74 - 22.15	0.00 - 0.00	10.08 - 15.59

A análise das duas figuras anteriores e da Tabela 5.10 no que respeita a Unidade Inferior mostra a existência de uma descontinuidade composicional entre as titanomagnetites e as espinelas cromo-aluminosas, o que está de acordo com a existência de uma importante zona de imiscibilidade (*solvus*) no seio do espaço composicional espinélico (e.g., Sack & Ghiorso, 1991a, b). Esta não é, no entanto, uma situação ubíqua uma vez que a existência de contínuos composicionais entre as duas séries tem sido descrita (e.g., Wilkinson & Hensel, 1988; Mata & Munhá, 2004).

Esta dicotomia pode ser explicável por condições contrastantes de fO_2 . Como demonstrado experimentalmente por Hill & Roeder (1974), em condições de fugacidade de oxigénio mais elevadas que as definidas pela associação tampão “níquel-óxido de níquel” (NNO) (é o caso da Madeira, reportado por Mata & Munhá, 2004), a solução sólida é possível. Sob condições de fugacidade de oxigénio mais baixas a cristalização de cromite é interrompida pela precipitação de clinopiroxena, sendo a cristalização de espinelas (*s.l.*) possível somente quando as concentrações de Fe_2O_3 e TiO_2 no magma se tornam suficientemente elevadas para permitir a cristalização de titanomagnetite (ver Mata & Munhá, 2004). Nestas condições, e se se aceitar o “*gap*” composicional patente nas Figs. 5.44 e 5.45 como real e não resultante de uma deficiência de amostragem, tal implicará a cristalização dos magmas da Unidade Inferior sob condições de fO_2 mais redutoras que as calculadas para a Madeira por Mata & Munhá (2004), i.e., $\Delta \log (fO_2)_{NNO} < 0.2$.

A composição das espinelas cromo-aluminosas tem sido considerada dependente da pressão, o que de certa forma reflecte o facto de o aumento da pressão levar à contracção do campo de estabilidade da olivina, tornando-se a ortopiroxena a fase *liquidus* a cerca 1.2 a 1.5 GPa. Considerando que $D_{Cr}(\text{olivina}) \ll D_{Cr}(\text{piroxena})$ é, pois, de esperar que a pressões acima de 1.2 Ga o valor de $Cr\#$ [$Cr/(Cr+Al)$] seja inferior ao das espinelas cristalizadas a pressões significativamente mais baixas (Mata & Munhá, 2004). Na Brava, as espinelas cromo-aluminosas constituintes das rochas máficas da Unidade Inferior caracterizam-se por valores de $Cr\#$ entre 0.30 e 0.60, muito semelhantes aos determinados por Mata & Munhá (2004) para as espinelas do Tipo II que ocorrem nas lavas da Madeira ($Cr\# = 0.32 - 0.61$), o que implica terem cristalizado em câmaras magmáticas pouco profundas, em condições crostais.

Como foi dito anteriormente, o grupo das espinelas (*s.l.*) é representado pela fórmula química geral AB_2O_4 , onde a posição A é ocupada por catiões divalentes e B por catiões trivalentes. O arranjo atómico baseia-se num empacotamento cúbico compacto de iões de oxigénio, com os catiões A e B ocupando 1/8 da posição tetraédrica e 1/2 da posição

octaédrica. Assim, na realidade, cada célula unitária apresenta a seguinte configuração: $A_8B_{16}O_{32}$ (Deer et al., 1992; Putnis, 1992; Harrison et al., 1999). A distribuição dos catiões pelas 8 posições tetraédricas e 18 octaédricas por cada unidade de célula varia. Nas espinelas ditas *normais*, os 8 catiões A na fórmula $A_8B_{16}O_{32}$ ocupam as 8 posições tetraédricas enquanto os 16 catiões B ocupam as 16 posições octaédricas. No entanto, um outro caso extremo existe onde as 8 posições tetraédricas são completamente ocupadas pelos catiões B enquanto 8 catiões A e 8 catiões B ocupam aleatoriamente as posições octaédricas. Estas espinelas são conhecidas como *inversas* e a sua fórmula pode ser escrita como $B_8(A_8B_8)O_{32}$ (Putnis, 1992). Em suma, assumindo a seguinte fórmula geral (Eq. 5.16):

$$R_8^{2+} R_{16}^{2+} O_{32} \quad \text{Eq. 5.16}$$

as duas distribuições são (Deer et al., 1992):

$$\underline{\text{Normal:}} \ 8 R^{2+} \text{ em A e } 16 R^{3+} \text{ em B} \quad \& \quad \underline{\text{Inversa:}} \ 8 R^{3+} \text{ em A e } (8 R^{2+} + 8 R^{3+}) \text{ em B}$$

Todas as espinelas constituintes das rochas vulcânicas analisadas no âmbito deste estudo, quer ocorram nas composições máficas quer nas félsicas, apresentam valores de $(Mg^{2+} + Fe^{2+})$ superiores a unidade (i.e., $R^{2+} > 8$), típicos de uma configuração inversa. Destes resultados também se depreende que o Fe^{2+} não está confinado à posição tetraédrica A, mas também ocupa parcialmente a posição octaédrica B (Mata, 1996; Henriques, 2004).

Uma das características dos minerais do grupo da espinela é a flexibilidade da sua estrutura em aceitar uma vasta gama de catiões e diversas combinações de valências distintas (Putnis, 1992). No entanto, na esmagadora maioria das espinelas naturais são os catiões Fe^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , Cr^{3+} e Ti^{4+} que constituem fundamentalmente a sua composição, sendo possível, claro está, também a entrada de outros catiões acessórios como o Zn^{2+} , Mn^{2+} , V^{3+} , Ni^{2+} e Co^{2+} (Sack, 1982). A vasta variabilidade composicional encontrada nos minerais deste grupo deve-se à extensa substituição do Fe^{3+} , Al^{3+} , Cr^{3+} e Ti^{4+} nas posições octaédricas e do Mg^{2+} pelo Fe^{2+} nas posições tetraédricas (Sigurdsson & Schilling, 1976).

5.3.3.2. Rochas plutónicas

Nas rochas intrusivas granulares da Unidade Intermédia da Ilha Brava, os minerais opacos surgem sob diversas formas e abundâncias. Estando geralmente restritos aos termos

silicatados menos diferenciados (rochas máficas e ultramáficas), ocorrem quer como aglomerados quer inclusos em outras fases minerais, como na piroxena e esfena.

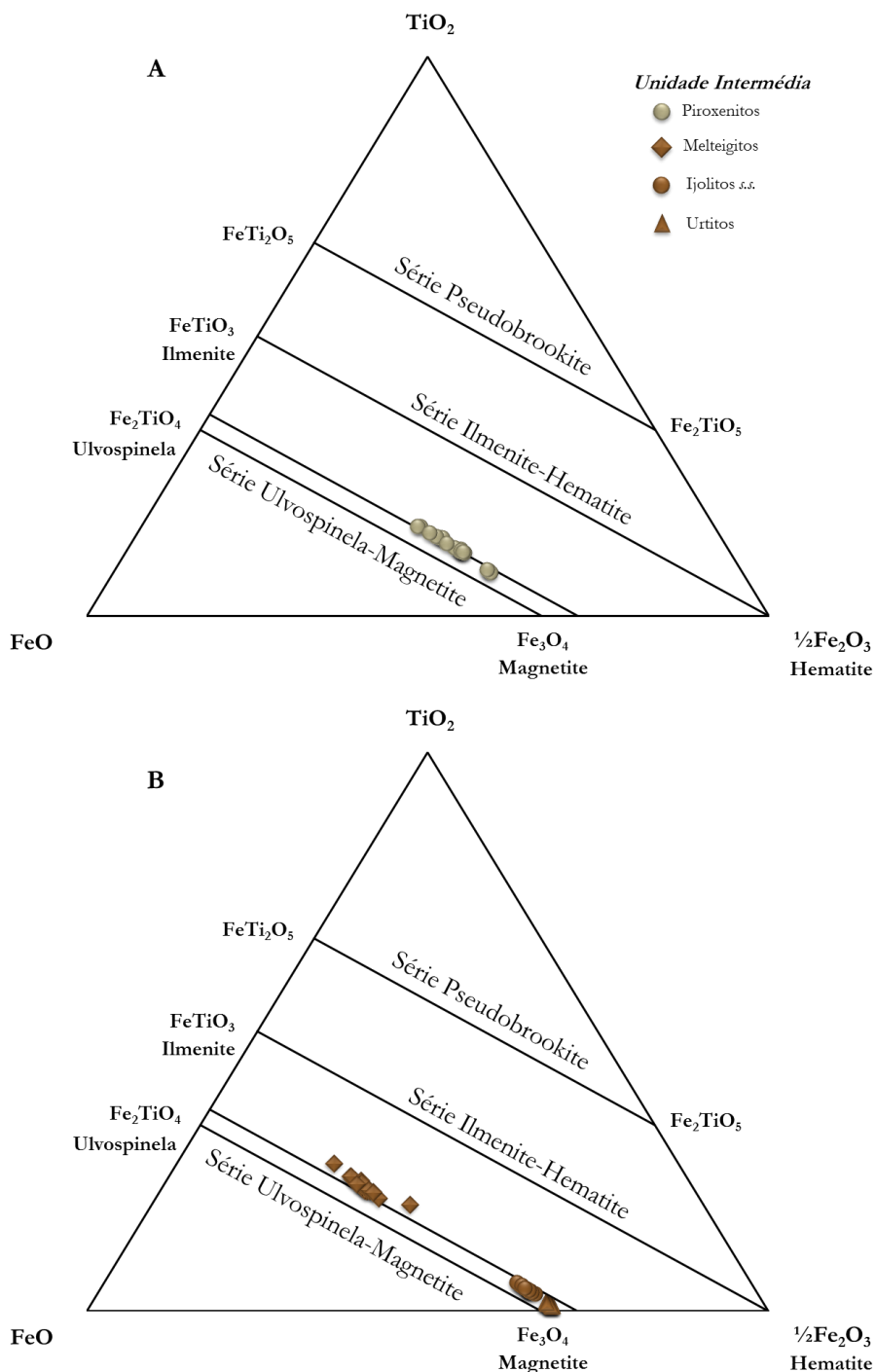


Fig. 5.46 - Projecção das espinelas dos piroxenitos (A) e ijolitos s.l. (B) da Unidade Intermédia no sistema FeO- Fe₂O₃-TiO₂ (em wt.%). Adaptado de Taylor (1964).

Tanto nos piroxenitos como nos ijolitos *s.l.*, ocorrem exclusivamente exemplares membros do grupo das espinelas (Fig. 5.46). Nos primeiros, os óxidos encontrados são maioritariamente titanomagnetites ($\text{TiO}_2 = 7.32 - 15.20 \text{ wt.}\%$) com teores relativamente baixos de Al_2O_3 ($1.95 - 2.47 \text{ wt.}\%$), MnO ($0.47 - 0.96 \text{ wt.}\%$) e MgO ($1.70 - 2.85 \text{ wt.}\%$). Por sua vez, nos ijolitos *s.l.*, pode-se observar uma progressão das composições das suas espinelas, desde termos mais próximos da ulvospinela (melteigitos: $\text{Usp}_{0.54-0.69}\text{-Mt}_{0.31-0.46}$) até termos quase puros de magnetite (ijolitos: $\text{Usp}_{0.09-0.15}\text{-Mt}_{0.85-0.91} \rightarrow$ urtitos *s.s.*: $\text{Usp}_{0.02-0.05}\text{-Mt}_{0.95-0.98}$), materializando a substituição do tipo $\text{Fe}^{2+} + \text{Ti}^{4+} \rightarrow 2 \text{Fe}^{3+}$.

Note-se, pelas Figs. 5.46 e 5.47, que nas espinelas constituintes das rochas ijolíticas (*s.l.*) é clara a relação entre a quantidade de molécula de ulvospinela e o grau de evolução da rocha, verificando-se um decréscimo no seu valor à medida que a rocha torna-se mais diferenciada (Fig. 5.47).

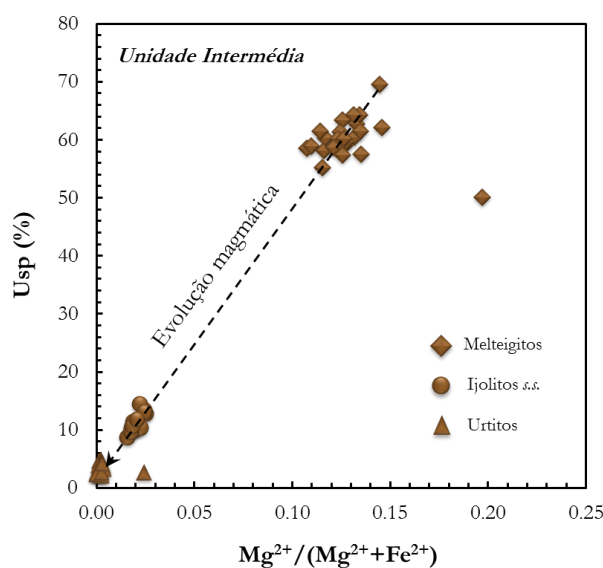


Fig. 5.47 - Variação da molécula da ulvospinela (Usp) com o índice de evolução magmática [$\text{Mg\#} = \text{Mg}^{2+} / (\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})$] para as espinelas constituintes dos ijolitos *s.l.* aflorantes na Unidade Intermédia da Ilha Brava.

Esta variação composicional no seio das titanomagnetites (*s.l.*) tem sido considerada típica por inúmeros autores, como Carmichael et al. (1974) ou Haggerty (1976), no seu trabalho de síntese sobre óxidos ocorrentes em rochas ígneas. No entanto, Mata & Munhá (2004) demonstraram que o contrário se passa na série alcalina da Madeira, e a justificação que encontraram está relacionada com o carácter oxidado daqueles magmas. Sob condições mais redutoras, como as que teriam prevelecido durante a cristalização dos magmas da Unidade

Inferior da Brava, é favorecida a precipitação inicial de Fe_2TiO_4 (ver também Toplis & Carroll, 1995).

5.3.4. Anfíbola

Das amostras estudadas, os piroxenitos e ijolitos *s.l.* da Unidade Intermédia são, sem margem para dúvidas, os principais portadores de minerais de anfíbola na Ilha Brava. Seguem-se as lavas máficas porfíricas da Unidade Inferior, onde estes minerais são mais abundantes na matriz, sob a forma de cristais minúsculos, do que na geração fenocristalina.

A fórmula estrutural das anfíbolas foi calculada em base anidra de 23 oxigénios⁴⁹ e normalizada para 13 catiões excluindo o Ca, Na e K (13eCNK)⁵⁰, o que permite obter uma estimativa do valor máximo que o ferro férrico pode tomar em cada análise (Leake et al., 1997).

Todos os cristais analisados são relativamente homogéneos em termos composicionais e pertencem ao grupo das anfíbolas cálcicas definido por Leake et al. (1997), variando entre pargasites, magnesiohastingsites e caersutites.

5.3.4.1. Rochas vulcânicas

5.3.4.1.1. Rochas máficas

Entre os silicatos primários identificados nestas rochas, a anfíbola é certamente o menos abundante, adquirindo alguma representatividade somente na matriz de algumas amostras. Aí existem como cristais de dimensões mínimas, lamelares, sendo a sua coloração e pleocroísmo os únicos denunciadores da sua presença. Pelas características que apresentam não foi possível a obtenção de resultados analíticos válidos. Os dados apresentados no Anexo IV.2, e também projectados no diagrama classificativo da Fig. 5.48, correspondem a análises efectuadas em feno- e microfenocristais das amostras CY-165 e CY-166, as únicas onde este mineral ocorre como tal. Não constituindo, obviamente, um conjunto representativo da população anfibólica

⁴⁹ Os teores de H_2O e halogéneos (F e Cl) são desconhecidos. Como tal, seguindo as directrizes da IMA (International Mineralogical Association), a fórmula estrutural deve ser calculada com base em 23 oxigénios assumindo $2(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$ (Leake et al., 1997).

⁵⁰ A fórmula geral da anfíbola é $\text{AB}_2\text{C}_5\text{T}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$. A posição A é ocupada por um catião (Na, K) ou então permanece vazia; a posição B por 2 catiões (Mg, Ni, Zn, Fe^{2+} , Mn, Ca, Na); a posição C por 5 catiões em coordenação octaédrica (Al, Ti, Cr, Fe^{3+} , Mg, Ni, Zn, Fe^{2+} , Mn); e a posição T por 8 catiões em coordenação tetraédrica (Si, Al).

destas rochas, permite constranger minimamente o carácter químico deste silicato naquelas rochas.

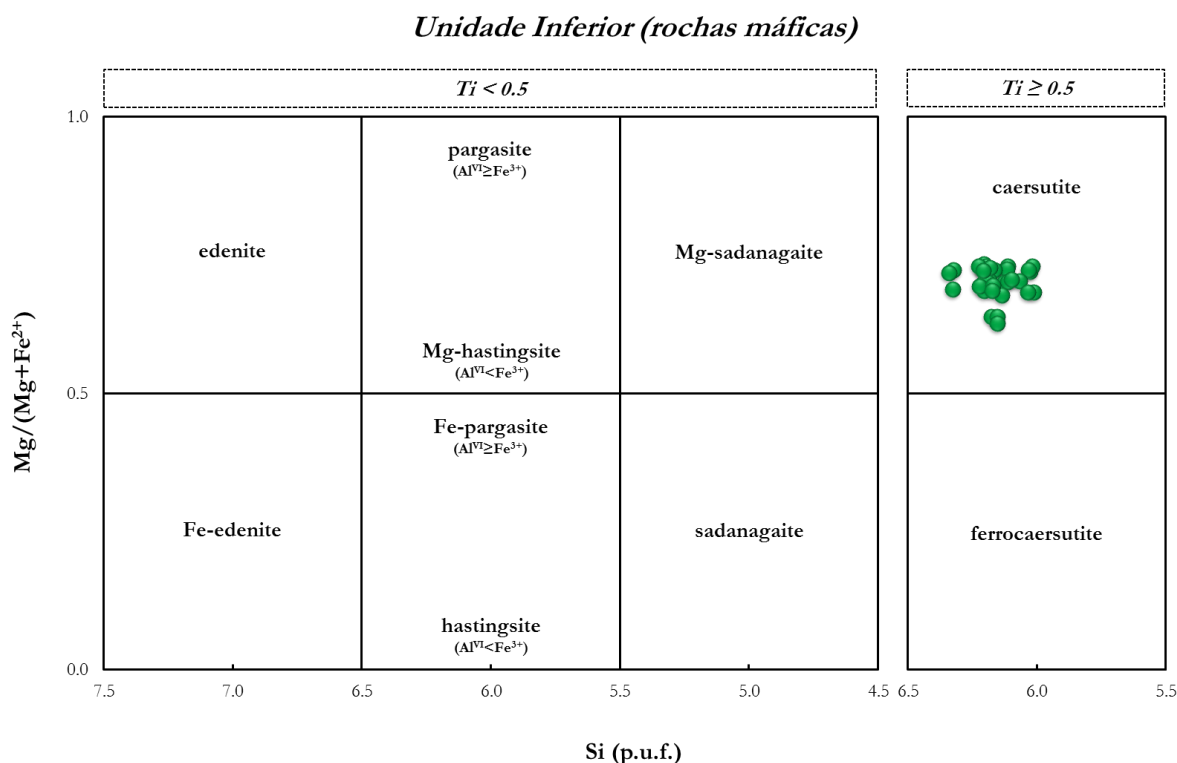


Fig. 5.48 - Diagrama de classificação das anfíbulas que ocorrem nas rochas máficas da Unidade Inferior, segundo Leake et al. (1997). Parâmetros de classificação: $Ca_B \geq 1.5$ e $(Na+K)_A \geq 0.5$.

As anfíbulas encontradas nestas rochas são extremamente homogêneas, não apresentando quaisquer evidências de zonação óptica ou composicional. De acordo com a sistemática resumida por Leake et al. (1997), os minerais analisados são quimicamente classificados como anfíbulas cálcicas, mais especificamente caersutites⁵¹. Comparativamente às demais anfíbulas cálcicas analisadas, nomeadamente as que ocorrem nos piroxenitos da Unidade Intermédia, estes exemplares são mais ricos em SiO_2 e TiO_2 .

As principais substituições que definem o quimismo destas anfíbulas, à semelhança do que acontece nas clinopiroxenas, são $Mg \rightarrow Fe^{2+}$ e $(Mg, Fe^{2+}) \rightarrow Ti$ na posição octaédrica, acompanhadas simultaneamente pela substituição de Si por Al na posição tetraédrica (Eq. 5.17 e Fig. 5.49):

⁵¹ Fórmula geral: Caersutite $\rightarrow (Na,K)Ca_2(Mg,Fe^{2+},Fe^{3+},Al)_4(Ti,Fe^{3+})[Si_6AlO_{22}](OH)_2$.

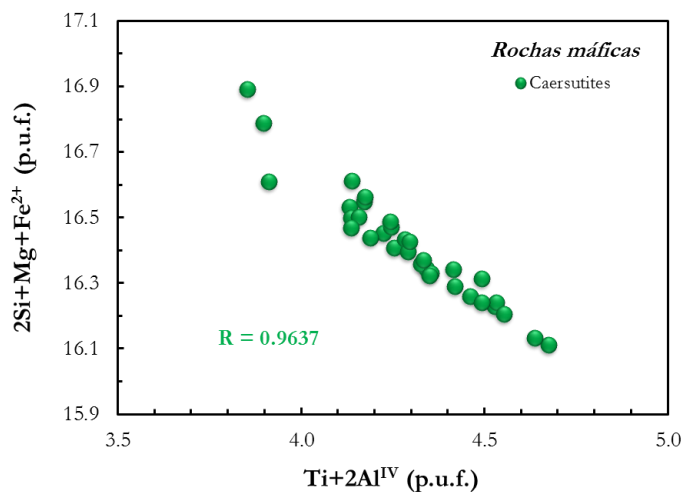


Fig. 5.49 - Diagramas de correlação entre $(2\text{Si}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ e $(\text{Ti}+2\text{Al}^{\text{IV}})$ para as anfíbolas das rochas máficas pertencentes à Unidade Inferior da Ilha Brava (em átomos p.u.f.).

5.3.4.2. Rochas plutónicas

Como referido anteriormente, as anfíbolas são particularmente abundantes nos piroxenitos, podendo, no entanto, ser encontradas também em algumas amostras de ijolitos *s.l.* e carbonatitos, nomeadamente nos magnesianos. Nas litologias silicatadas (piroxenitos e ijolitos), este mineral ocorre normalmente nos interstícios dos cristais de piroxena, enquanto nos carbonatitos é muito mais escassa sendo os cristais na sua maioria sub-euédricos.

Segundo a nomenclatura recomendada pela *International Mineralogical Association* (IMA), que se encontra descrita por Leake et al. (1997), a grande maioria das anfíbolas que ocorrem nos piroxenitos pertence a série da pargasite (com $\text{Ti} < 0.5$ átomos p.u.f.) e classifica-se como pargasites e magnesiohastingsites⁵²; a sua distinção reside na substituição de Al^{VI} na pargasite pelo Fe^{3+} na magnesiohastingsite. Também foram encontradas anfíbolas do tipo caersutite, caracterizadas por teores em TiO_2 relativamente baixos (entre 4.45 e 4.77 wt.%, equivalente a cerca de 0.5 átomos p.u.f.) quando comparados com os determinados em anfíbolas da Unidade Inferior (Fig. 5.50). Aqueles dois últimos tipos de anfíbolas ocorrem exclusivamente nos núcleos dos cristais.

⁵² Fórmulas gerais:

Série Pargasite-Ferropargasite $\rightarrow \text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{Al}[\text{Si}_6\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$;

Série Hastingsite-Magnesiohastingsite $\rightarrow \text{NaCa}_2(\text{Mg}, \text{Fe})_4\text{Fe}^{3+}[\text{Si}_6\text{AlO}_{22}](\text{OH})_2$.

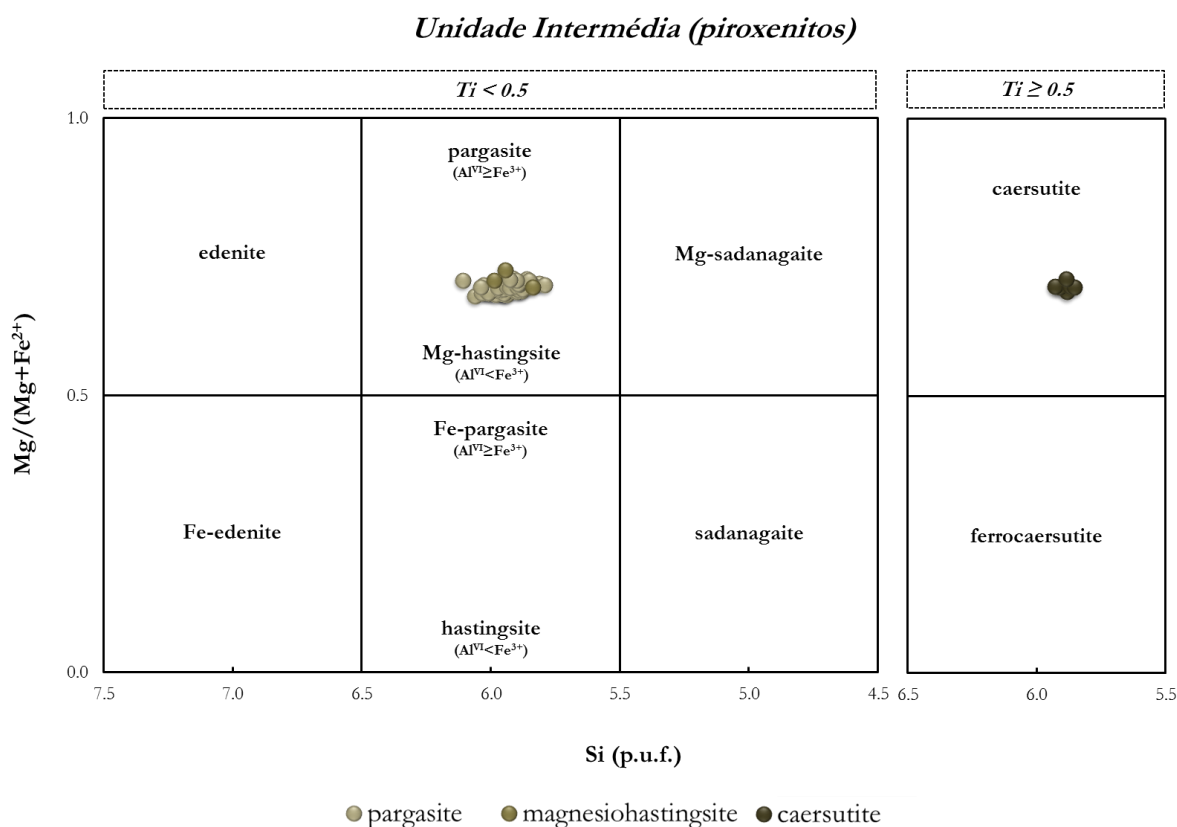


Fig. 5.50 - Diagrama de classificação das anfíbulas que ocorrem nos piroxenitos da Unidade Intermédia, segundo Leake et al. (1997). Parâmetros de classificação: $Ca_B \geq 1.5$ e $(Na+K)_A \geq 0.5$.

Com a exceção da ocorrência esporádica de alguns núcleos de cristais marcados pela presença de Fe^{3+} (que mesmo assim não ultrapassa os 0.18 átomos p.u.f.), as anfíbulas estudadas são bastante homogêneas, não sendo evidentes quaisquer tipos de zonamentos. Na generalidade das amostras verifica-se, inclusive, uma total ausência de ferro férrico, o que reflecte as baixas condições de fO_2 em que estas rochas terão cristalizado.

O mesmo esquema de substituição que caracteriza as anfíbulas constituintes das rochas máficas da Unidade Inferior está também aqui patente, tal como o demonstra a Fig. 5.51: $Mg \rightarrow Fe^{2+}$ e $(Mg, Fe^{2+}) \rightarrow Ti$ na posição octaédrica, acompanhado simultaneamente pela substituição de Si por Al na posição tetraédrica (Eq. 5.17).

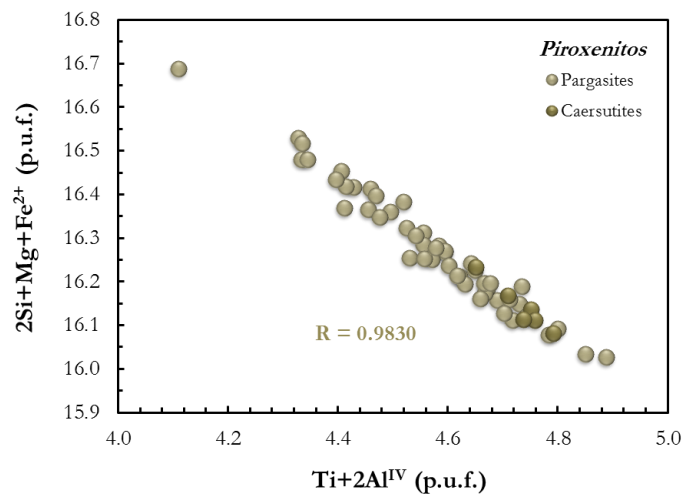


Fig. 5.51 - Diagramas de correlação entre $(2\text{Si}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ e $(\text{Ti}+2\text{Al}^{\text{IV}})$ para as anfíbolos dos piroxenitos pertencentes à Unidade Intermédia da Ilha Brava (em átomos p.u.f.).

5.3.5. Micas

Na Brava, a mica é omnipresente em praticamente todos os tipos litológicos que constituem as três unidades vulcanoestratigráficas, nos quais ocorrem quer em cristais isolados, quer a substituir minerais pré-existentes (anfíbola e piroxena). O estudo químico que se apresenta de seguida centrou-se exclusivamente nos cristais de micas que ocorrem isoladamente, i.e., que cristalizaram directamente do magma. É nas rochas granulares da Unidade Intermédia que esta fase surge com maior representatividade, chegando mesmo a ser extremamente abundante em algumas amostras, nomeadamente naquelas que pertencem a série máfica melteigito-urtito (ver Anexo II). Esporadicamente foram também identificados alguns cristais nas rochas vulcânicas, máficas e félsicas que afloram nesta ilha. No entanto, a sua escassez e fraco estado de conservação tornaram inviável a obtenção de análises com a qualidade exigida.

A fórmula estrutural das micas⁵³ foi calculada numa base anidra de 22 oxigénios equivalentes (OH, F, Cl) e a estimativa da quantidade de H_2O teórica realizada por diferença entre 100 e a soma analítica após conhecido o valor mínimo de Fe^{3+} . OH foi obtido por diferença, assumindo $(\text{OH} + \text{F} + \text{Cl}) = 4$ (e.g., Seifert et al., 2000).

⁵³ As micas são filo-silicatos cuja unidade estrutural consiste numa camada de catiões Y com coordenação octaédrica disposta entre duas camadas idênticas de tetraedros (Z) unidos entre si. Esse conjunto de camadas está separado do seguinte por um plano inter-camada X. A composição desses minerais pode, portanto, ser descrita pela fórmula química geral $\text{X}_2\text{Y}_{4-6}\text{Z}_8\text{O}_{20}(\text{OH},\text{F},\text{Cl})_4$, onde X é essencialmente K, Na ou Ca (podendo incluir também Ba, Rb, Cs, etc), Y é Al, Mg ou Fe (mas também Mn, Cr, Ti, Li, etc), e Z é Si ou Al (mas é comum ser também Fe^{3+} e Ti) (Deer et al., 1992).

As análises realizadas nas diversas amostras representativas das litologias aflorantes na Brava revelaram a ocorrência exclusiva de micas tri-octaédricas, que são caracterizadas por 6 catiões na posição octaédrica. Nesta classe de minerais são conhecidos diversos mecanismos de substituição. Entre os que envolvem a posição tetraédrica, a substituição $\text{Fe}^{3+} \leftrightarrow \text{Al}^{3+}$ é de suprema importância nas rochas alcalinas e carbonatíticas (Brod et al., 2001). Esta substituição, é desde logo denunciada nas amostras em estudo por uma deficiência de catiões em Z ($\text{Si} + \text{Al} < 8$) e por um excesso de carga na posição octaédrica, causado pela sobre-estimação de Fe^{2+} . Assim sendo, parte do ferro analisado foi adicionado como Fe^{3+} à posição tetraédrica por forma a colmatar tal deficiência, sendo o restante contabilizado como Fe^{2+} na posição octaédrica (Seifert et al., 2000; Renno et al., 2003). Este procedimento é suportado por estudos de espectrometria Mössbauer em micas constituintes de rochas alcalinas pobres em alumínio (e.g., Dyar, 1987; Lalonde et al., 1996). Todavia, a ausência de dados obtidos por esta técnica analítica impossibilita uma determinação rigorosa da razão $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ para as amostras em questão, já que diversos trabalhos revelam também a presença de ferro férrico em Y^{54} . Consequentemente, a proporção de Fe^{3+} determinada para a posição tetraédrica deverá ser encarada como o valor mínimo desse catião na fórmula.

Alguns autores têm proposto métodos alternativos para o cálculo da fórmula estrutural das micas, os quais têm por base um número fixo de catiões - por exemplo, Σ catiões - ($\text{Na} + \text{K} + \text{Ca} + \text{Ba}$) = 14, assumindo que as posições tetraédrica (Z) e octaédrica (Y) encontram-se completamente preenchidas (e.g., Ludington & Munoz, 1975; Dymek, 1983; Feldstein et al., 1996). No entanto, é comum nas micas ocorrerem lacunas (vazios) não só no plano intercama (X) mas também na posição octaédrica, resultando numa superestimativa das proporções catiónicas calculadas.

5.3.5.1. Rochas silicatadas da Unidade Intermédia (piroxenitos, ijolitos *s.l.* e sienitos nefelínicos)

Nas diversas litologias da Unidade Intermédia, a mica ocupa posições muito variadas em termos da sua abundância relativa nas lâminas delgadas das rochas estudadas, como, aliás, foi mencionado anteriormente. Enquanto nos piroxenitos e sienitos nefelínicos constitui, acima de tudo, uma fase acessória, nos ijolitos *s.l.* a sua presença é importante (ver Anexo II).

⁵⁴ Alguns autores têm proposto métodos de cálculo que permitem obter uma estimativa razoável da razão $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ (e.g., Droop, 1987). Contudo, estes não se aplicam a minerais que apresentam vazios nas suas posições estruturais, como é o caso das micas, uma vez que causariam uma sobre-estimativa do teor de Fe^{3+} .

Nas rochas máficas e ultramáficas desta unidade, a mica ocorre normalmente ocupando uma posição intersticial, destacando-se, em muitos dos casos, pelo seu forte pleocroísmo. Já nos sienitos nefelínicos é frequente encontrar este mineral também a substituir a clinopiroxena.

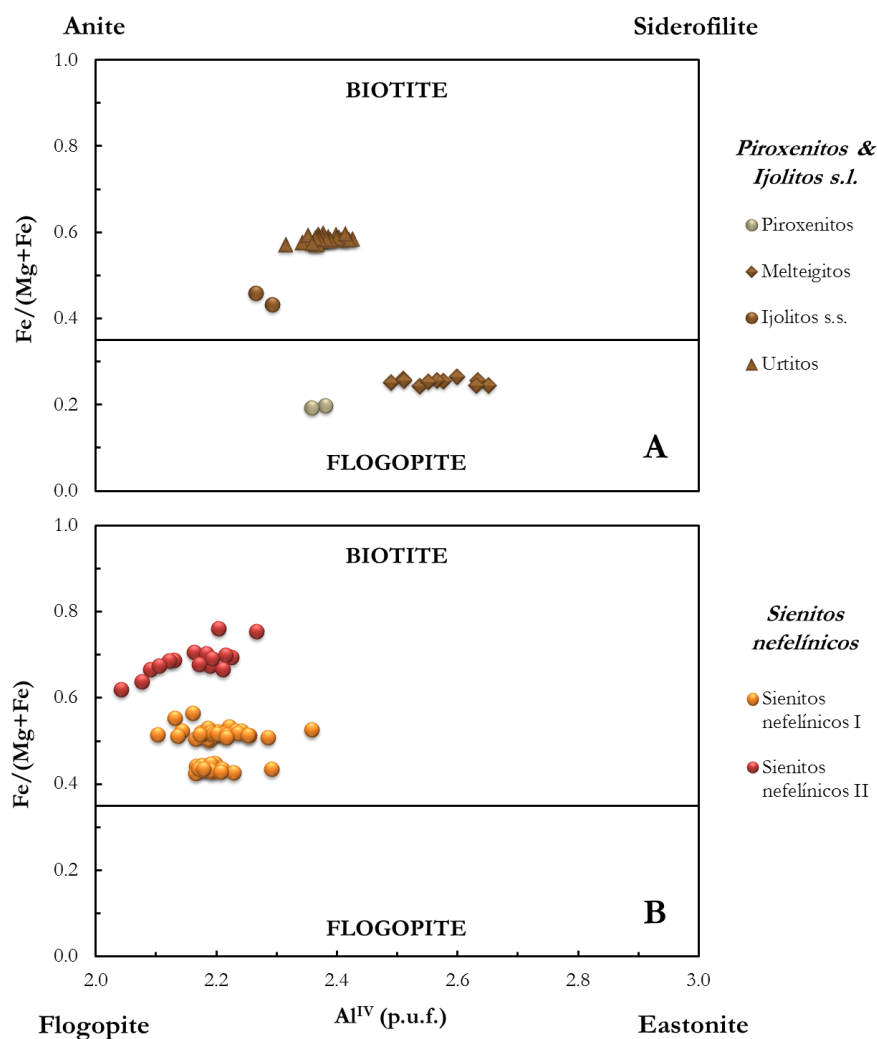
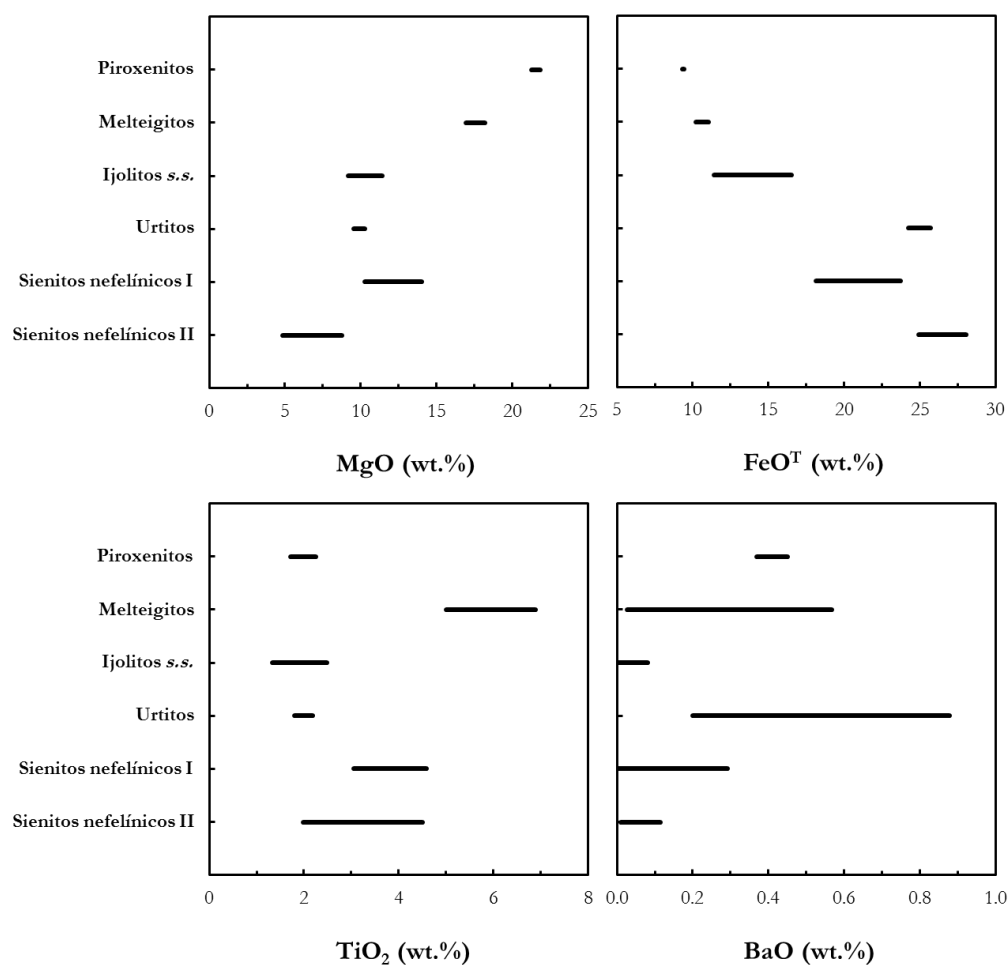


Fig. 5.52 - Composição química das micas das litologias granulares (Unidade Intermédia) - piroxenitos e ijolitos *s.l.* (A) e sienitos nefelínicos (B) - projectada no diagrama Al^{IV} vs. $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (em átomos p.u.f.), segundo Guidotti (1984). Os campos da biotite e flogopite foram definidos à semelhança do apresentado por Deer et al. (1966).

As micas analisadas nas rochas silicatadas classificam-se como flogopites nas litologias menos evoluídas - piroxenitos e melteigitos (Phl_{80} e Phl_{74-76} , respectivamente), enquanto os membros mais diferenciados da série ijolítica e os sienitos nefelínicos destacam-se pela ocorrência de biotites (ijolitos *s.s.*: Phl_{54-59} ; urtitos: Phl_{40-43} ; sienitos nefelínicos do Grupo I: Phl_{44-58} e sienitos nefelínicos do Grupo II: Phl_{24-38} (Fig. 5.52).

No geral, as flogopites caracterizam-se por baixos valores de $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$, não ultrapassando os 0.20 átomos p.u.f. nos piroxenitos e variando entre 0.24 e 0.26 átomos p.u.f. nos melteigitos. Estes últimos apresentam ainda os valores mais elevados de TiO_2 de toda a unidade (5.01-6.90 wt.%) (Fig. 5.53). As biotites, por sua vez, exibem uma gama de variação mais elevada quer nas razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ quer nos teores de titânio. Curiosamente, são os sienitos nefelínicos que apresentam os valores mais elevados de TiO_2 , os quais, na sua maioria, situam-se acima dos 3 wt.%. Os urtitos, embora se caracterizem por razões $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ intermédias entre os sienitos nefelínicos do Grupo I e do Grupo II, apresentam teores de titânio que não vão além dos 2.18 wt.% (Figs. 5.52 e 5.53). Gaspar (1989) interpretou o concomitante decréscimo de TiO_2 com o aumento da razão $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ como o resultado da evolução magmática (e consequente diminuição da temperatura de cristalização da mica). Ora, esta relação não se verifica para o conjunto das litologias desta unidade, o que, a ser verdadeira a asserção de Gaspar (1989), leva, em primeira aproximação, a questionar a consanguinidade entre estas rochas.



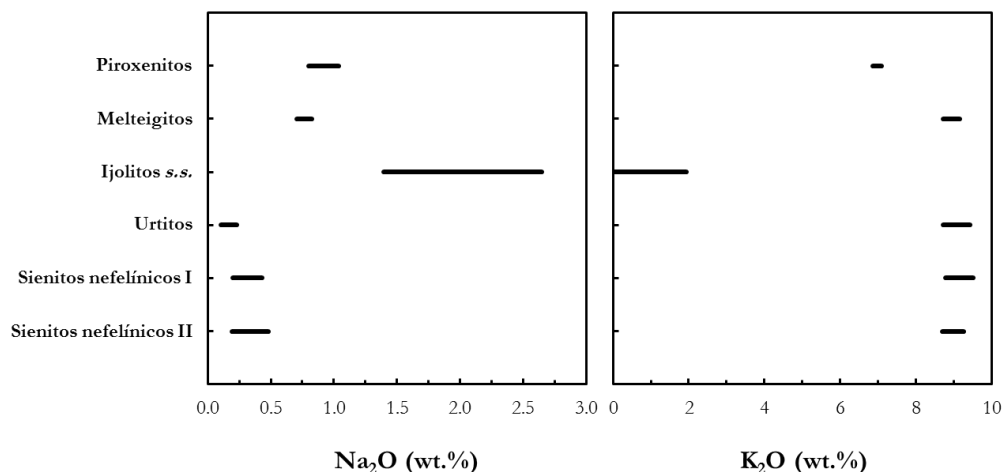


Fig. 5.53 - Valores mínimos e máximos de MgO, FeO^T, TiO₂, BaO, Na₂O e K₂O para micas das diferentes litologias da Unidade Intermédia.

A variação composicional destas micas não pode ser explicada com absoluto rigor, uma vez que não se conhece o valor real de Fe³⁺ na posição octaédrica. No entanto, uma avaliação semi-quantitativa permite traçar algumas considerações acerca das vias pelas quais alguns catiões foram incorporados na estrutura destes filo-silicatos.

Como referido anteriormente, no cálculo da fórmula estrutural considerou-se a entrada de Fe³⁺ na posição tetraédrica para colmatar a deficiência em Si+Al, perfazendo assim um total de 8 catiões por unidade de fórmula nessa posição. De facto, pela Fig. 5.54 é bem evidente o baixo teor em sílica nestas amostras, carência essa compensada parcialmente pelo excesso de alumínio. Este, contudo, muitas vezes não é suficiente sequer para preencher a posição tetraédrica, muito menos para entrar na posição octaédrica via substituição do tipo Al-Tschermak (Eq. 5.18):



Ainda que as micas que constituem estas litologias não sejam muito ricas em TiO₂, a incorporação deste elemento na sua estrutura deverá acontecer essencialmente através de mecanismos de substituição do tipo Ti-Tschermak (Eq. 5.19), o que é corroborado pelas boas correlações observadas na Fig. 5.55. Nesta situação, a entrada de titânio na posição octaédrica, geralmente em lugar do Al, é equilibrada pela substituição de Si por Al na posição tetraédrica (Deer et al., 1992).

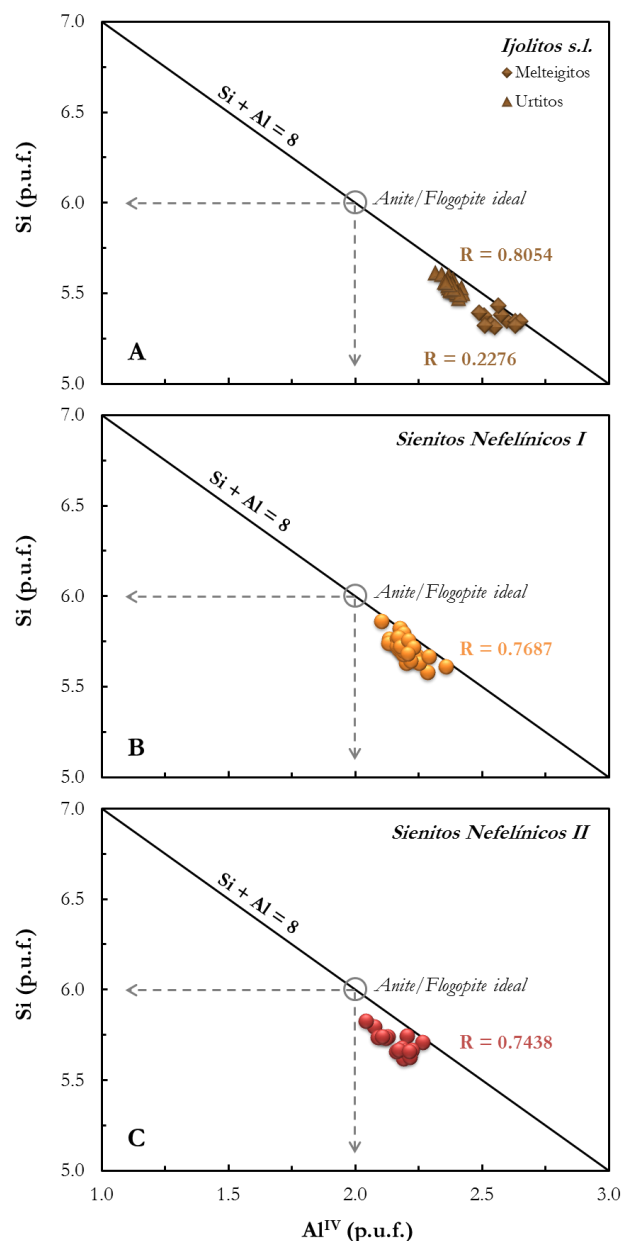
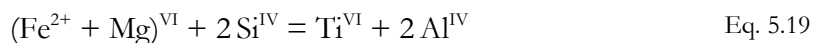


Fig. 5.54 - Diagrama de correlação entre o Al^{IV} e o Si (em átomos p.u.f.) para as micas trioctaédricas da Unidade Intermédia. “Anite/Flogopite ideal” diz respeito às proporções ideais de Si e Al na posição tetraédrica da anite/flogopite, ou seja, 6 e 3 átomos p.u.f., respectivamente (anite: K₂Fe₆Al₂Si₆O₂₀(OH)₄, flogopite: K₂Mg₆Al₂Si₆O₂₀(OH)₄). Adaptado de Seifert et al. (2000).



No entanto, repare-se que os *trends* definidos naqueles diagramas posicionam-se invariavelmente abaixo da linha que representa a condição $\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Ti} = 6$, o que sugere uma insuficiência catiónica nesta posição estrutural (ver também Anexo IV.2). Este déficit pode ser justificado se a entrada de titânio for equilibrada pela ocorrência de posições octaédricas vazias, da seguinte forma:

$$(\text{Fe}^{2+} + \text{Mg})^{\text{VI}} = \text{Ti}^{\text{VI}} + (\square)^{\text{VI}} \quad \text{Eq. 5.20}$$

Neste caso, o Fe^{2+} e Mg na posição octaédrica são substituídos pelo Ti, resultando um vazio nesta posição. Parte do excesso de carga provocado pela entrada de titânio pode ser compensado com a entrada de alumínio na posição tetraédrica, o que é de facto consistente com as correlações positivas observadas na Fig. 5.54.

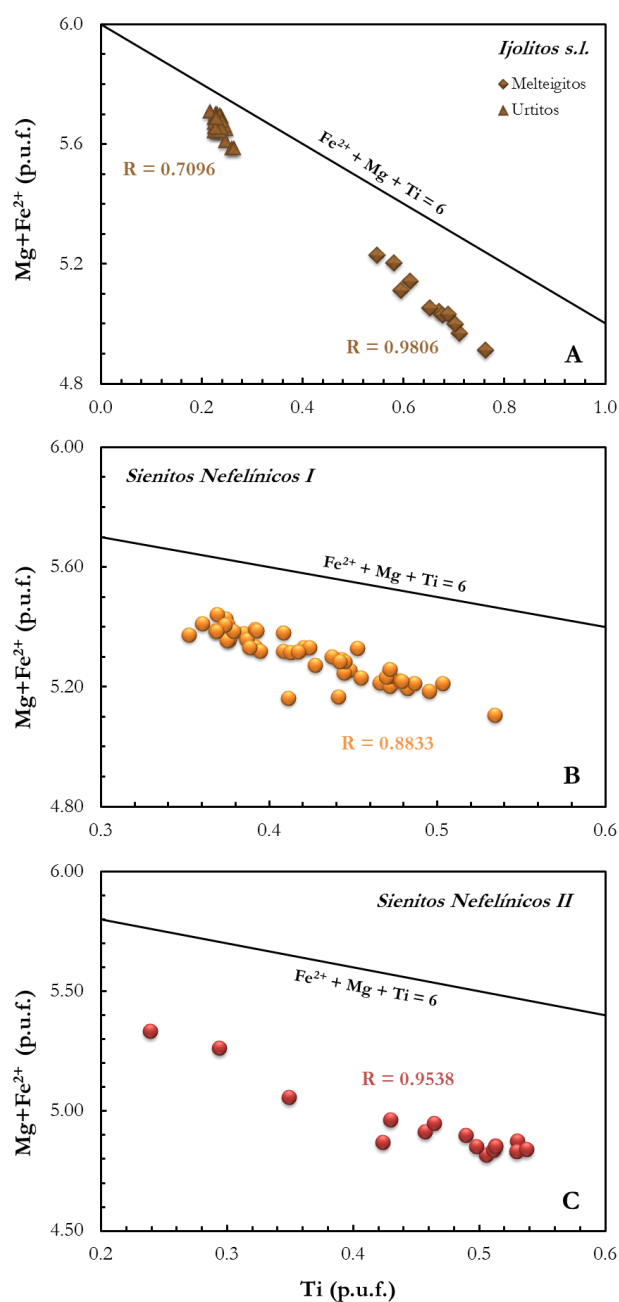


Fig. 5.55 - Diagramas de correlação entre o $(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ e o Ti para as flogopites e biotites das rochas granulares silicatadas da Unidade Intermédia (em átomos p.u.f.). A condição $\text{Fe}^{2+} + \text{Mg} + \text{Ti} = 6$ diz respeito ao preenchimento completo da posição octaédrica com estes três catiões.

5.3.5.2. Rochas carbonatíticas: intrusivas e extrusivas

Nas rochas carbonatíticas, sejam elas intrusivas ou extrusivas, as micas ocorrem exclusivamente na variante cálcica. A sua distribuição é algo heterogénea, havendo amostras onde não se identificou qualquer cristal e outras onde este mineral é particularmente abundante, como é o caso da amostra CY-116.

Do ponto de vista composicional, estas micas são sobretudo biotites, apesar dos seus valores $\text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ nos calciocarbonatitos extrusivos serem muito próximos da fronteira que separa os campos da biotite e flogopite (Fig. 5.56): $\text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Fe})_{\text{carb.intr.}} = 0.46 - 0.50$, $\text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Fe})_{\text{carb.extr.}} = 0.33 - 0.49$.

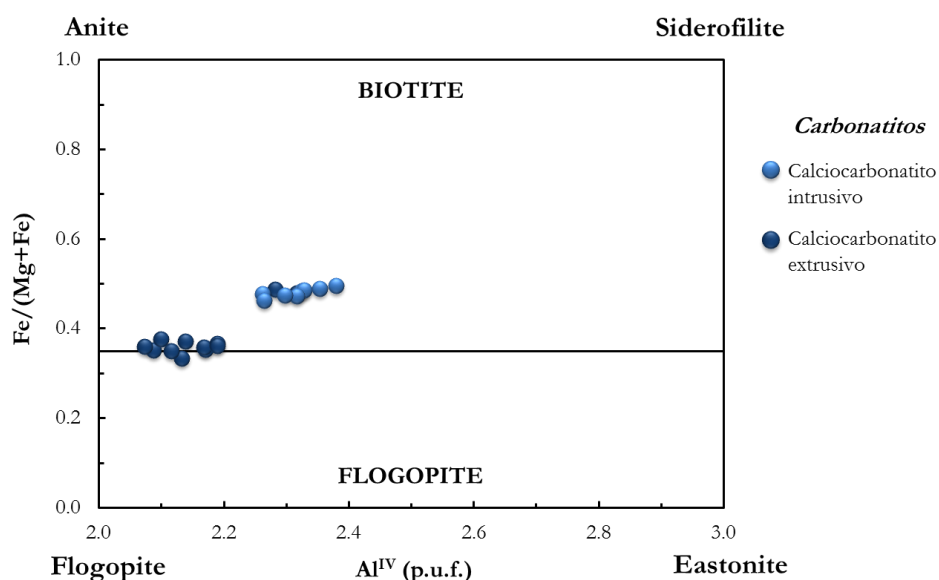


Fig. 5.56 - Composição química das micas das litologias granulares (Unidade Intermédia) - piroxenitos e ijolitos *s.l.* (A) e sienitos nefelínicos (B) - projectada no diagrama Al^{IV} *vs.* $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ (em átomos p.u.f.), segundo Guidotti (1984). Os campos da biotite e flogopite foram definidos à semelhança do apresentado por Deer et al. (1966).

Relativamente aos mecanismos de substituição, estes não são muito diferentes dos que se observam para as micas das rochas silicatadas (comparar Figs. 5.54, 5.55 e 5.57). As correlações observadas nas Figs. 5.57A e B confirmam a substituição de Si por Al e (Fe, Mg) por Ti.

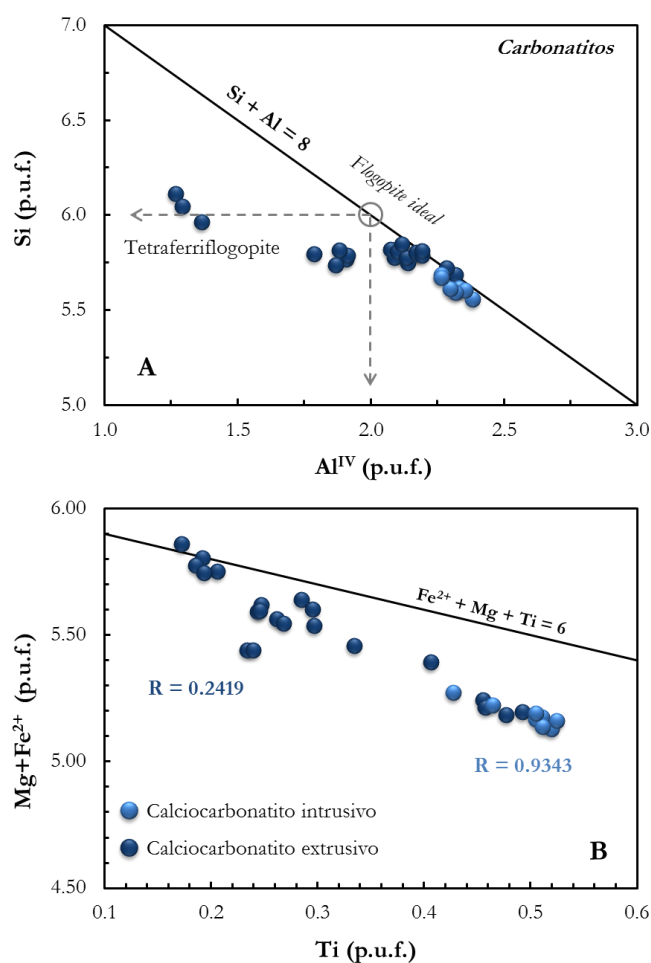


Fig. 5.57 - Diagramas de correlação entre (A) Al^{IV} e Si e (B) (Mg+Fe²⁺) e Ti (em átomos p.u.f.) para as micas trioctaédricas das rochas carbonatíticas. "Anite/Flogopite ideal" diz respeito às proporções ideais de Si e Al na posição tetraédrica da anite/flogopite, ou seja, 6 e 2 átomos p.u.f., respectivamente (anite: $K_2Fe_6Al_2Si_6O_{20}(OH)_4$, flogopite: $K_2Mg_6Al_2Si_6O_{20}(OH)_4$). Adaptado de Seifert et al. (2000). A condição $Fe^{2+}+Mg+Ti = 6$ diz respeito ao preenchimento completo da posição octaédrica com estes três cátions.

5.3.6. Feldspatos e feldspatóides

Os feldspatos estão representados em todos os tipos litológicos da Ilha Brava, com excepção das rochas máficas e ultramáficas plutónicas da Unidade Intermédia (piroxenitos e ijolitos *s.l.*). São, como seria de esperar, particularmente abundantes nos litótipos mais evoluídos, como sejam os sienitos nefelínicos e os fonólitos. Nas rochas máficas das unidades Inferior e Superior, a reduzida dimensão apresentada pelos cristais na matriz impediu, na maioria das vezes, uma rigorosa identificação, o que limitou o número de análises químicas efectuadas.

A fórmula estrutural dos feldspatos⁵⁵ foi calculada com base em 32 oxigénios considerando todo o ferro como ferro férrico (Fe^{3+}). Quimicamente, estes minerais foram classificados em função dos termos finais que constituem a solução sólida Anortite ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) - Albite ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) - Ortose (KAlSi_3O_8) (Deer et al., 1992).

Os feldspatóides⁵⁶ constituem um vasto grupo de minerais quimicamente semelhantes aos feldspatos, porém são caracterizados por teores em sílica significativamente inferiores e teores em alcalis mais elevados. O estudo da sua composição fornece uma grande quantidade de informação acerca das etapas de cristalização decorridas a temperaturas mais baixas, ao contrário dos minerais ferromagnesianos, que nos ajudam a conhecer os percursos evolutivos do magma quando este esteve sujeito a condições de temperatura mais elevadas.

Os feldspatóides encontram-se presentes na quase maioria das amostras estudadas, desde os termos mais máficos até aos mais evoluídos, em qualquer das três unidades estratigráficas que constituem o património geológico da Ilha Brava. Foram identificados minerais do grupo da nefelina (nefelina e calsilite) e da sodalite (nomeadamente hauina e noseana), bem como analcites e leucites, indicando claramente o carácter altamente subsaturado em SiO_2 dos magmas que lhes deram origem. A observação ao microscópio petrográfico permitiu ainda a identificação de zeólitos e cancrinite, os quais, na sua maioria, correspondem a produtos de alteração de outras fases minerais. No entanto, a impossibilidade de se obterem análises viáveis dos minerais do grupo da sodalite, das analcites e leucites, bem como dos zeólitos e cancrinite, impediu um estudo criterioso dos mesmos, pelo que só será feita uma abordagem qualitativa. Na Tabela 5.11 pode encontrar-se, de forma muito sintética, a classificação e respectivas fórmulas químicas dos minerais em questão.

A fórmula estrutural da nefelina foi calculada com base em 32 oxigénios seguindo os critérios estequiométricos de Bannister & Hey (1931, in Dollase & Thomas, 1978): $\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca} \approx \text{Al} + \text{Fe}^{3+}$ e $\text{Si} + \text{Al} + \text{Fe}^{3+} = 16$, por cada 32 oxigénios numa unidade de fórmula. O desvio observado na primeira condição é inferior a 1, sendo que 75% das análises apresentam desvios inferiores a 0.25. Na segunda condição, o somatório da Si, Al e Fe^{3+} diverge no máximo em apenas 2% do valor estequiometricamente determinado (16). A magnitude destas oscilações foi considerada aceitável por Dollase & Thomas (1978) para análises de

⁵⁵ Os feldspatos são minerais aluminossilicatados com fórmula geral MT_4O_8 , onde M inclui geralmente o Ca^{2+} , Na^+ ou K^+ , e T o Al^{3+} ou Si^{4+} , com $1 \leq \text{Al} \leq 2$.

⁵⁶ Os feldspatóides são alumino-silicatos cujas posições no esqueleto tridimensional são grandes o bastante para acomodar uma grande variedade de catiões e aniões intersticiais. Assim, na sodalite o Cl é um constituinte essencial; na noseana e na hauina o Cl pode ser substituído pelo $(\text{SO}_4)^{2-}$, enquanto na cancrinite há também a entrada do CO_3 .

microssonda electrónica. A composição das nefelinas foi ainda expressa em função dos termos finais nefelina (Ne), calsilite (Ks) e quartzo (Qtz), segundo Wilkinson & Hensel (1994) $[Ne=100 \cdot Na/Si, Ks=100 \cdot K/Si \text{ e } Qtz=100-(Ne+Ks)]$.

Tabela 5.11 - Minerais do grupo dos feldspatóides e respectivas fórmulas químicas (Deer et al., 1992). Note-se que nem todas as espécies aqui enumeradas ocorrem nos litótipos da ilha Brava.

FELDSPATÓIDES		
Grupo da Nefelina	Nefelina	$Na_3(Na,K)[Al_4Si_4O_{16}]$
	Calsilite	$K[AlSiO_4]$
Grupo da Sodalite	Sodalite	$Na_8[Al_6Si_6O_{24}]Cl_2$
	Noseana	$Na_8[Al_6Si_6O_{24}]SO_4$
	Hauina	$(Na,Ca)_{4-8}[Al_6Si_6O_{24}](SO_4,S)_{1-2}$
Leucite	$KAlSi_2O_6$	
Analcite	$Na[AlSi_2O_6] \cdot H_2O$	
Cancrinite	$(Na,Ca,K)_{6-8}[Al_6Si_6O_{24}](CO_2,SO_4,Cl,OH)_{1-2} \cdot 1-5H_2O$	
Zeólitos	$(Na_2,K_2,Ca,Ba)[(Al,Si)O_2]_n \cdot xH_2O$	

5.3.6.1. Rochas vulcânicas

5.3.6.1.1. Feldspatos

Como referido anteriormente, a ocorrência de feldspatos nas rochas máficas das unidades Inferior e Superior está praticamente restringida à matriz. Muito embora a observação petrográfica tenha permitido detectar alguns elementos com características ópticas típicas de feldspatos, a sua diminuta dimensão associada muitas vezes ao baixo grau de preservação dos cristais impediu a obtenção de resultados analíticos fiáveis por microssonda electrónica.

No que respeita às rochas félsicas vulcânicas, que ocorrem exclusivamente na Unidade Superior, os feldspatos estão presentes somente nos fonólitos, onde chegam a ser abundantes

em algumas amostras. Nenhum mineral deste grupo foi, no entanto, identificado nos nefelinitos (ou nefelinitos fonolíticos, na classificação de Cox et al., 1979).

Feldspatos dos diferentes litótipos referidos, aos quais se acresce ainda os carbonatitos extrusivos, encontram-se projectados nos diagramas classificativos da Fig. 5.58. Invariavelmente, todos os cristais analisados se classificam como sanidina (Or_{48-89}).

Uma característica interessante dos feldspatos que constituem os fonólitos é a enorme variação que apresentam nos teores em Ba e Sr. No Grupo I, as concentrações em BaO variam entre 0.09 e 2.61 wt.% e em SrO entre 0.08 e 0.99 wt.%, enquanto no Grupo II aqueles elementos variam desde a sua total ausência até 6.43 e 0.41 wt.%, respectivamente.

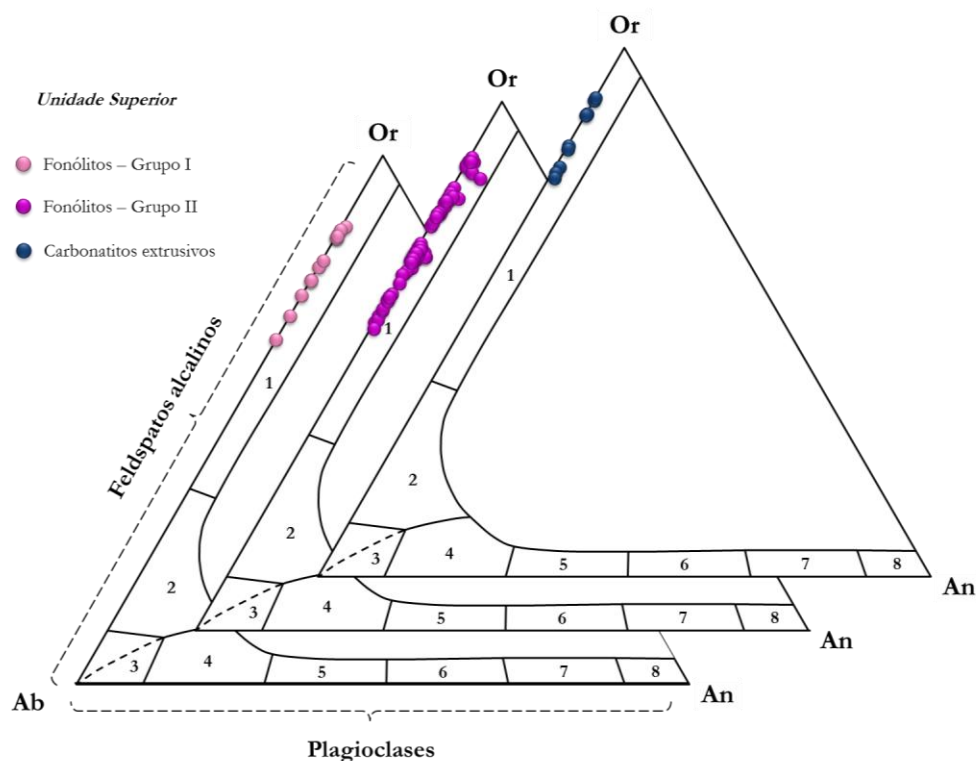


Fig. 5.58 - Diagrama de classificação dos feldspatos dos diferentes litótipos que constituem a Unidade Superior (em mol%). Campos composicionais: 1- sanidina, 2- anortoclase, 3- albite, 4- oligoclase, 5- andesina, 6- labradorite, 7- bitaunite, e 8- anortite. Adaptado de Klein & Hurlbut (1999).

5.3.6.1.2. Feldspatóides

Como mencionado, os feldspatóides estão presentes em praticamente todas as amostras de rochas vulcânicas estudadas. No primeiro caso, ocorrem essencialmente confinadas à matriz das lavas e filões máficos das unidades Inferior e Superior, sendo as suas dimensões tão

reduzidas que, em alguns casos, impossibilitou mesmo a obtenção de resultados analíticos válidos por microsonda electrónica. Já nas rochas félsicas pertencentes a Unidade Superior, os cristais ocorrem em todas as gerações cristalinas, onde são quase sempre bem desenvolvidos e encontram-se em bom estado de conservação.

A composição da nefelina nas rochas máficas é bastante variável entre amostras da mesma unidade, não havendo, no entanto, diferenças significativas entre ambas as unidades estratigráficas onde ocorrem. Senão veja-se: Unidade Inferior, $\text{Ne}_{60-77}\text{Ks}_{8-23}\text{Q}_{0.8-28}$; Unidade Superior, $\text{Ne}_{69-78}\text{Ks}_{12-19}\text{Q}_{3-17}$. Dada a dimensão dos cristais, as análises foram efectuadas quase sempre no núcleo dos mesmos, o que não permitiu uma avaliação prudente dos zonamentos composicionais que eventualmente possam estar associados a esta fase mineralógica. O componente cálcico é por vezes significativo, podendo atingir os 1.1 wt.% em ambas as unidades.

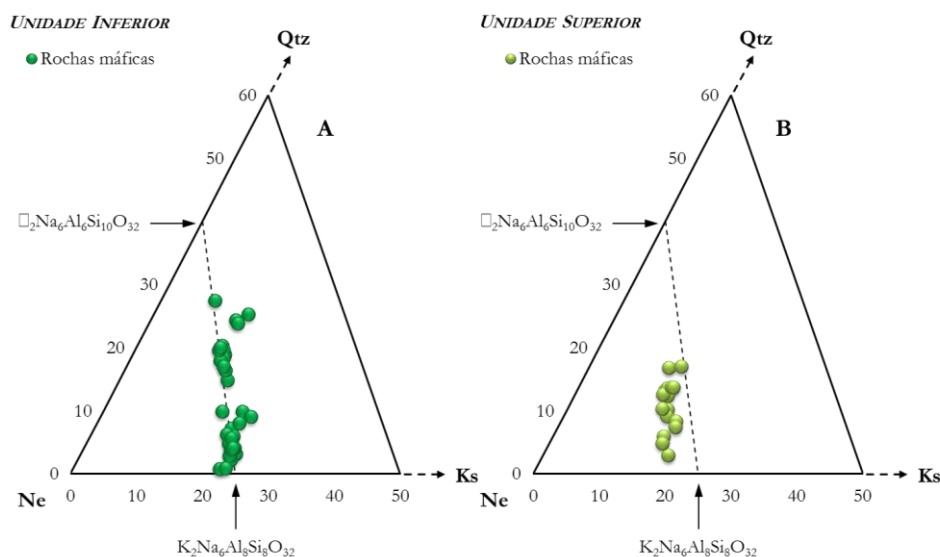


Fig. 5.59 - Diagrama de classificação das nefelinas [Ne-Ks-Qtz: nefelina-calsilite-quartzo, em mol%; $\text{Ne}=100 \cdot \text{Na}/\text{Si}$, $\text{Ks}=100 \cdot \text{K}/\text{Si}$ e $\text{Qtz}=100 - (\text{Ne} + \text{Ks})$] para as rochas máficas das unidades Inferior (A) e Superior (B) da Ilha Brava. A linha descontínua corresponde ao *trend* composicional das nefelinas naturais definido por Barth (1963). Adaptado de Dollase & Thomas (1978).

No diagrama Ne-Ks-Qtz (Fig. 5.60), as nefelinas das rochas máficas da Unidade Inferior tendem, mais do que as suas equivalentes mais jovens, a projectar-se junto ao *trend* composicional definido por Barth (1963), que representa as composições perfeitamente estequiométricas das nefelinas naturais, onde as posições estruturais de menores dimensões na

estrutura do cristal são ocupados pelo Na e Ca enquanto as maiores ou são ocupados pelo K ou permanecem vazias⁵⁷ (Dollase & Thomas, 1978).

Relativamente às rochas félsicas extrusivas, as nefelinas do Grupo I caracterizam-se por composições $\text{Ne}_{65-72}\text{Ks}_{14-22}\text{Qtz}_{6-20}$, enquanto as pertencentes às litologias do Grupo II são algo mais enriquecidas no componente Qtz ($\text{Ne}_{63-77}\text{Ks}_{7-17}\text{Qtz}_{10-30}$). Ao contrário das rochas máficas contemporâneas, estas amostras projectam-se, grosso modo, sobre o *trend* definido por Barth.

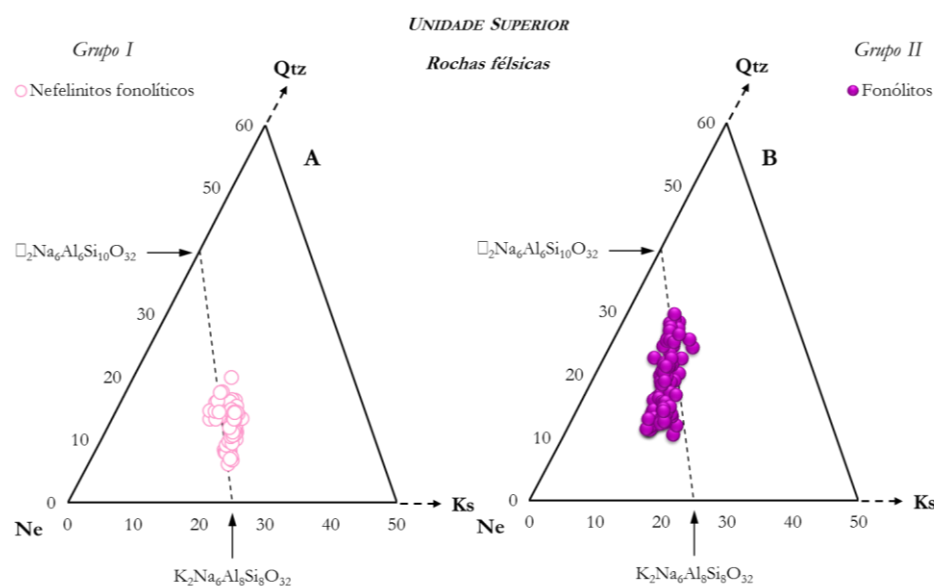


Fig. 5.60 - Diagrama de classificação das nefelinas [Ne-Ks-Qtz: nefelina-calsilita-quartzo, em mol%; $\text{Ne} = 100 \cdot \text{Na}/\text{Si}$, $\text{Ks} = 100 \cdot \text{K}/\text{Si}$ e $\text{Qtz} = 100 - (\text{Ne} + \text{Ks})$] para os nefelinitos fonolíticos (A) e fonólitos (B) da Unidade Superior da Ilha Brava. A linha descontinua corresponde ao *trend* composicional das nefelinas naturais definido por Barth (1963). Adaptado de Dollase & Thomas (1978).

5.3.6.2. Rochas plutónicas

Na Unidade Intermédia, os feldspatos são constituintes essenciais nos sienitos nefelínicos, ocorrendo exclusivamente nesta litologia. Aparecem sob a forma de cristais quase sempre bastante homogêneos, sem qualquer evidência de zonamentos. No entanto, a sua composição

⁵⁷ A estrutura dos minerais do grupo da nefelina é idêntica à da tridimite, sendo constituída por um esqueleto tridimensional aberto de tetraedros de SiO_4 e AlO_4 , sendo Na, K(Ca) catiões intersticiais de neutralização de carga. As posições estruturais são demasiado grandes para que os iões alcalinos, especialmente o sódio, ocupem os seus centros e mantenham as ligações aos oxigénios que constituem as paredes das mesmas. Como resultado, a estrutura do esqueleto é distorcida de tal forma que algumas dessas posições estruturais vêem as suas dimensões serem drasticamente reduzidas. Desta forma, geram-se dois tipos de posições estruturais com dimensões distintas: aproximadamente $\frac{3}{4}$ delas são mais pequenas e albergam os catiões com menor raio iónico (Na e Ca), enquanto o restante $\frac{1}{4}$ mantém as dimensões originais e permite albergar o K. No caso de a sua quantidade ser insuficiente para preencher estes espaços, a posição estrutural permanece vazia (Dollase & Thomas, 1978; Deer et al., 1992),

varia entre cristais da mesma rocha e, claro está, varia também quando se consideram cristais de diferentes amostras.

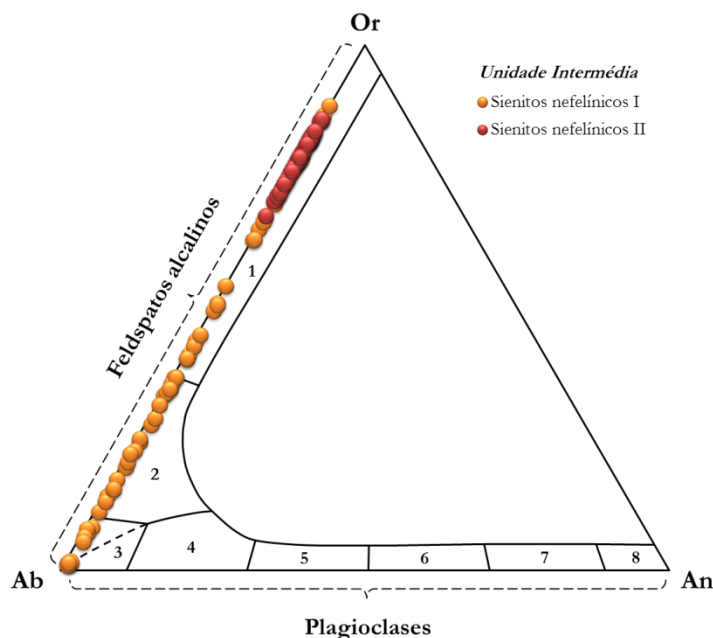


Fig. 5.61 - Diagrama de classificação dos feldspatos dos sienitos nefelínicos da Unidade Intermédia (em mol%). Campos composicionais: 1- sanidina, 2- anortoclase, 3- albite, 4- oligoclase, 5- andesina, 6- labradorite, 7- bitaunite, e 8- anortite. Adaptado de Klein & Hurlbut (1999).

Pela projecção das análises no diagrama Or-Ab-An (Fig. 5.61), observa-se um contínuo composicional que, de certa forma, se manifesta de maneira distinta nos sienitos nefelínicos do Grupo I e do Grupo II. Globalmente, são feldspatos extremamente empobrecidos em cálcio ($An_{<1}$) e com teores em BaO e SrO que não vão além dos 2.35 e 0.29 wt.%, respectivamente.

Regra geral, a esmagadora maioria dos cristais que ocorre no Grupo I pertence à classe dos feldspatos alcalinos, com apenas cerca de 18% das análises projectando-se no campo da albite. As suas composições variam desde termos muito próximos da ortose ($Or_{88}Ab_{12}$) até composições puramente albíticas (Or_1Ab_{99}), estendendo-se pelos campos da sanidina, anortoclase e albite. Por sua vez, os feldspatos dos sienitos nefelínicos do Grupo II apresentam variações composicionais bastante mais restritas ($Or_{86}Ab_{14}$) e confinadas ao campo da sanidina.

Nesta unidade, como foi referido anteriormente, os feldspatóides aparecem em todas as litologias com excepção dos piroxenitos, sendo mesmo um constituinte essencial dos sienitos nefelínicos, dando, portanto, o seu nome a estas rochas.

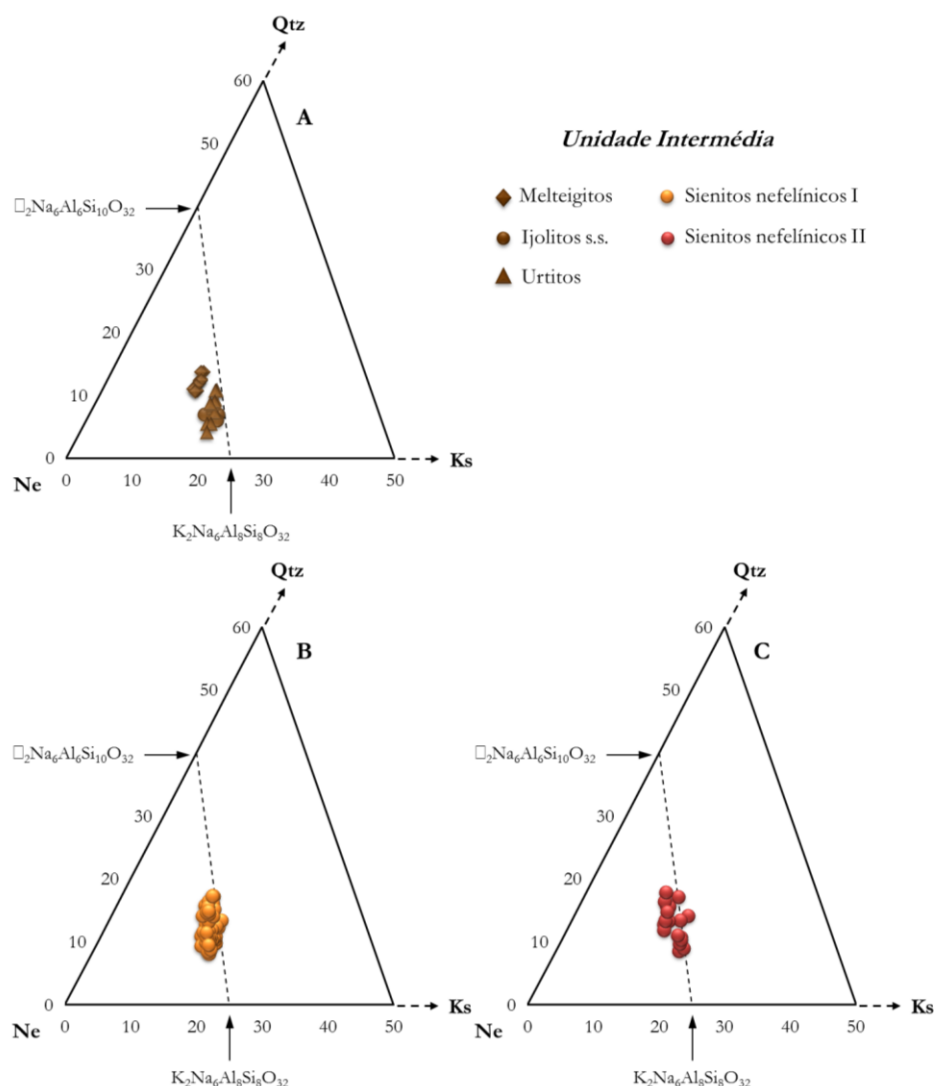


Fig. 5.62 - Diagrama de classificação das nefelinas [Ne-Ks-Qtz: nefelina-calsilite-quartzo, em mol%; Ne=100*Na/Si, Ks=100*K/Si e Qtz=100-(Ne+Ks)] para os ijolitos *s.l.* (A) e sienitos nefelínicos (B e C) da Unidade Intermédia. A linha descontinua corresponde ao *trend* composicional das nefelinas naturais definido por Barth (1963). Adaptado de Dollase & Thomas (1978).

Os cristais de nefelina são bastante homogêneos, não se observando zonamentos nem nos exemplares de maiores dimensões. A sua composição é muito semelhante em todas as rochas granulares silicatadas desta unidade, sendo talvez as composições da série ijolítica tendencialmente mais enriquecidas na molécula de sódio (Ne) (ijolitos *s.s.*: Ne₇₂₋₇₆Ks₁₄₋₂₀Q₄₋₁₄; sienitos nefelínicos: Ne₆₉₋₇₅Ks₁₃₋₁₉Q₈₋₁₈; ver também Fig. 5.62). O teor em CaO, contudo, decresce significativamente desde as litologias menos evoluídas (melteigitos: 1.46 - 1.67 wt.%; ijolitos *s.s.*: 0.33 - 0.37 wt.%) até as mais diferenciadas (sienitos nefelínicos: < 0.9 wt.%).

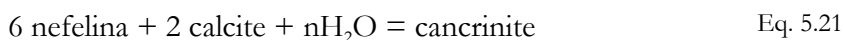
Como vagamente referido na secção 5.2.2.3 deste capítulo, se em algumas amostras félsicas plutónicas a cancrinite⁵⁸ parece ser uma fase primária, e até por vezes principal, noutras é claramente secundária, resultante da reacção entre outras fases, nomeadamente da nefelina e do carbonato. Na Tabela 5.12 encontram-se algumas análises efectuadas em cancrinites de urtitos e sienitos nefelínicos. Note-se uma relativa homogeneidade nos valores independentemente do grau de evolução das amostras respectivas.

Tabela 5.12 - Exemplos de análises de cancrinites constituintes de algumas amostras de urtito e sienitos nefelínicos.

Análise	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Litótipo	Urtito	Urtito	Urtito	Sienito nefel. II	Sienito nefel. II	Sienito nefel. II	Sienito nefel. II	Sienito nefel. II	Sienito nefel. II
Amostra	CY-178	CY-178	CY-178	CY-39	CY-39	CY-48	CY-48	CY-180	CY-180
SiO ₂	35.38	35.20	34.72	39.06	38.83	37.72	37.81	39.33	39.13
Al ₂ O ₃	28.49	28.56	26.46	27.90	29.30	28.15	28.80	28.41	28.02
CaO	6.11	6.00	5.90	4.92	4.20	5.44	5.43	3.94	3.99
Na ₂ O	17.17	16.95	18.88	17.59	17.64	16.86	17.16	18.36	18.90
K ₂ O	0.01	0.03	0.04	0.05	0.03	0.03	0.03	0.03	0.09
Total	87.15	86.73	86.00	89.52	89.98	88.20	89.23	90.07	90.12
H ₂ O+CO ₂ +SO ₃ *	12.85	13.27	14.00	10.48	10.02	11.80	10.77	9.93	9.88

* Valores teóricos de H₂O+CO₂+SO₃ calculados pela diferença entre 100 e a soma analítica (*Total*) aqui explicitados como forma de alertar o leitor para a presença usual destes voláteis na cancrinite.

Desde, pelo menos, a metade do século passado que vários investigadores têm relatado a presença de cancrinite definindo orlas de reacção entre a nefelina e a calcite, como se observa, por exemplo, nos gabros alcalinos de Fen (Noruega), nos sienitos nefelínicos do plutão alcalino de Ditrau (Roménia) e, ainda, nos ijolitos de Homa Bay (Quénia) (e.g., Sirbescu & Jenkins, 1999 e referências inclusas). Para explicar a alteração da nefelina na presença de calcite, Sirbescu & Jenkins (1999) propuseram uma reacção do tipo (Eq. 5.21):



A enorme abundância de carbonatos primários nestas rochas não pode ser ignorada. Ainda que a caracterização pormenorizada da composição química destes minerais seja apresentada mais adiante neste capítulo, importa aqui traçar algumas considerações no sentido de melhor compreender a sua relação com a nefelina e cancrinite.

⁵⁸ A cancrinite, ou, mais precisamente, os membros da família cancrinite-visnevit, caracterizam-se por anéis hexagonais constituídos por tetraedros alternantes de AlO₄ e SiO₄ (Deer et al., 1992).

A calcite que ocorre nos sienitos nefelínicos apresenta características petrográficas que apontam para uma origem magmática primária (apresentando um aspecto muito semelhante ao dos carbonatitos intrusivos, sendo quase sempre intersticiais e com apatites associadas), ainda que possivelmente tardia uma vez que a sua formação está provavelmente associada ao CO_3^{2-} presente no líquido magmático residual ou num fluido percolante da mesma natureza. A cancrinite que se forma por alteração da nefelina, situação pouco frequente nas rochas estudadas, fá-lo à custa do restante carbonato, cloro e sulfato ainda presente naquele fluido. Por sua vez, numa situação onde a cancrinite se desenvolve em condições sub-*solidus* na fronteira dos grãos de nefelina e calcite, esta última serve como fornecedora do carbonato e cálcio necessários à sua formação (e.g., Fall et al., 2007).

É importante frisar que a cancrinite não ocorre necessariamente sempre onde haja contacto entre grãos de nefelina e calcite, sugerindo que, ou a introdução deste carbonato se deu em sucessivos estágios de desenvolvimento e evolução destas rochas, ou variações da razão $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$ do fluido terão condicionado a sua formação (Sirbescu & Jenkins, 1999).

5.3.7. Apatites

A apatite constitui um mineral acessório particularmente frequente em várias litologias da Ilha Brava, nomeadamente nos carbonatitos e nos sienitos nefelínicos.

A sua composição é descrita pela fórmula geral $\text{A}_{10}(\text{TO}_4)_6(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})_2$, onde a posição A é preferencialmente ocupada por catiões grandes como o Ca^{2+} , Sr^{2+} , Mg^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{2+} , REE^{3+} , Y^{3+} e Na^+ e a posição T é ocupada preferencialmente por P^{5+} , Si^{4+} , S^{6+} e, por vezes, C^{4+} (Seifert et al., 2000).

No presente estudo foram realizadas análises pontuais de apatite (Anexo IV.2) em amostras representativas de rochas plutónicas (urtitos, sienitos nefelínicos e carbonatitos) e vulcânicas (nefelinitos fonolíticos, fonólitos e carbonatitos extrusivos). A distribuição dos catiões por unidade de fórmula foi determinada na base de 24 oxigénios. As proporções assim obtidas foram então normalizadas para 10 catiões na posição A de acordo com a estequiometria ideal descrita no parágrafo anterior, o que constitui um procedimento comum na manipulação de dados de microsonda electrónica (Seifert et al., 2000). A quantidade relativa de OH foi calculada assumindo $(\text{F} + \text{Cl} + \text{OH}) = 2$.

Os membros do grupo da apatites fazem parte de uma solução sólida onde o flúor, o cloro e o ião hidroxilo podem substituir-se mutuamente de modo a formarem os termos finais fluorapatite, clorapatite e hidroxiapatite (Deer et al., 1992).

Composicionalmente, as apatites presentes nas litologias estudadas caracterizam-se por valores de F e OH que permitem classificá-las como hidroxi-fluorapatites (Fig. 5.63).

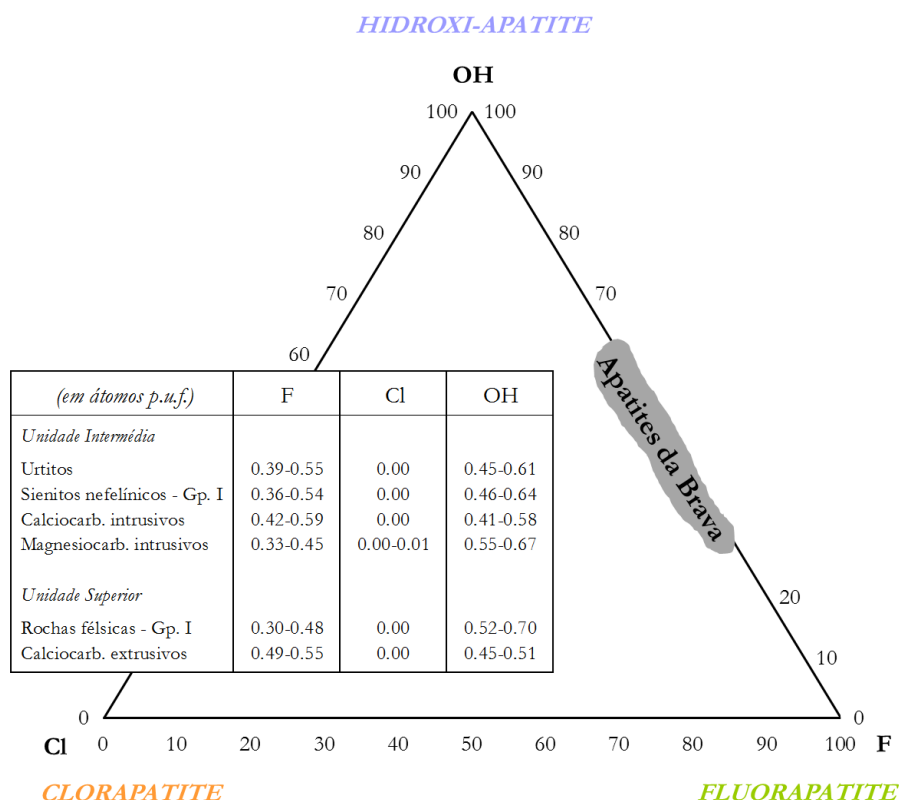


Fig. 5.63 - Diagrama triangular onde se encontram projectadas, em termos da solução sólida entre OH, Cl e F, as apatites de todas as litologias da Brava onde esta fase foi observada e analisada (Unidade Intermédia: urtitos, sienitos nefelínicos do Grupo I e carbonatitos cálcicos e magnesianos; Unidade Superior: rochas félsicas dos grupo I e carbonatitos). A nítida ausência de cloro na sua composição aliada a semelhante proporção de OH e F permitiu classificar estas apatites como hidroxi-fluorapatite. Os intervalos de variação para cada componente estão expressos na tabela anexa.

O Na_2O e SrO , e em menor grau o FeO^{T} , são os principais elementos menores que constituem as apatites das litologias acima citadas. Na Fig. 5.64 estão representados os intervalos de variação dos seus teores. No que respeita ao Na_2O e FeO^{T} , com excepção dos magnesiocarbonatitos da Unidade Intermédia que tendem a ser mais enriquecidos, as restantes amostras analisadas apresentam abundâncias sobreponíveis. Já o SrO mostra uma variabilidade maior. Se nas rochas silicatadas da Unidade Intermédia os seus teores são, grosso modo, semelhantes e pouco variáveis, nos calciocarbonatitos a gama de variação é extrema, atingindo

valores tão elevados quanto 1.03 wt.%. Na Unidade Superior, as rochas carbonatíticas são notoriamente mais enriquecidas neste elemento do que as silicatadas félsicas.

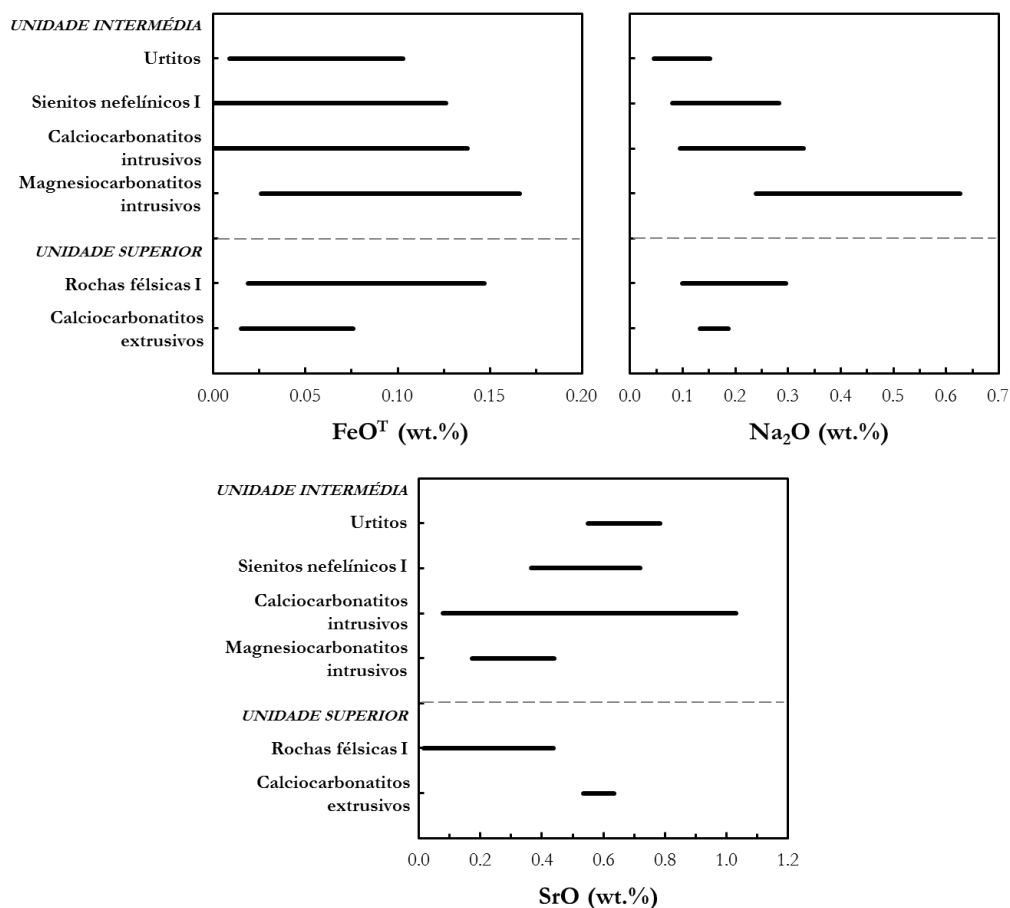


Fig. 5.64 - Intervalos de variação dos teores em FeO^T, Na₂O e SrO nas apatites das litologias aflorantes nas unidades Intermédia e Superior da Ilha Brava.

A incorporação de elementos das terras raras na estrutura da apatite é normalmente acompanhada pela incorporação de Na⁺ segundo a reacção $\text{Ca}^{2+} + \text{Ca}^{2+} \leftrightarrow \text{REE}^{3+} + \text{Na}^{+}$ (Rønbo, 1989) por forma a manter o balanço de cargas. Por conseguinte, o relativamente baixo enriquecimento em REE nas apatites estudadas (Unidade Intermédia: $\Sigma\text{REE}_2\text{O}_3$ nas rochas silicatadas = 0.020 - 0.059 wt.%, $\Sigma\text{REE}_2\text{O}_3$ nas rochas carbonatíticas = 0.014 - 0.067 wt.%; Unidade Superior: $\Sigma\text{REE}_2\text{O}_3$ nas rochas silicatadas = 0.009 - 0.066 wt.%, $\Sigma\text{REE}_2\text{O}_3$ nas rochas carbonatíticas = 0.021 - 0.043 wt.%; onde $\Sigma\text{REE}_2\text{O}_3 = \text{La}_2\text{O}_3 + \text{Ce}_2\text{O}_3 + \text{Nd}_2\text{O}_3$) justifica a fraca correlação observada entre o Ca²⁺ (átomos p.u.f.) e o [Sr²⁺ + REE³⁺ (átomos p.u.f.)] (Figs. 5.65A, B e 5.66A). No entanto, relativamente ao Na, a mais alta correlação observada entre o Ca²⁺ e o [Na⁺ + REE³⁺] das apatites das litologias amostradas da Unidade Intermédia

pode ser indicativa do envolvimento deste elemento em eventuais processos de substituição (Figs. 5.65C e D).

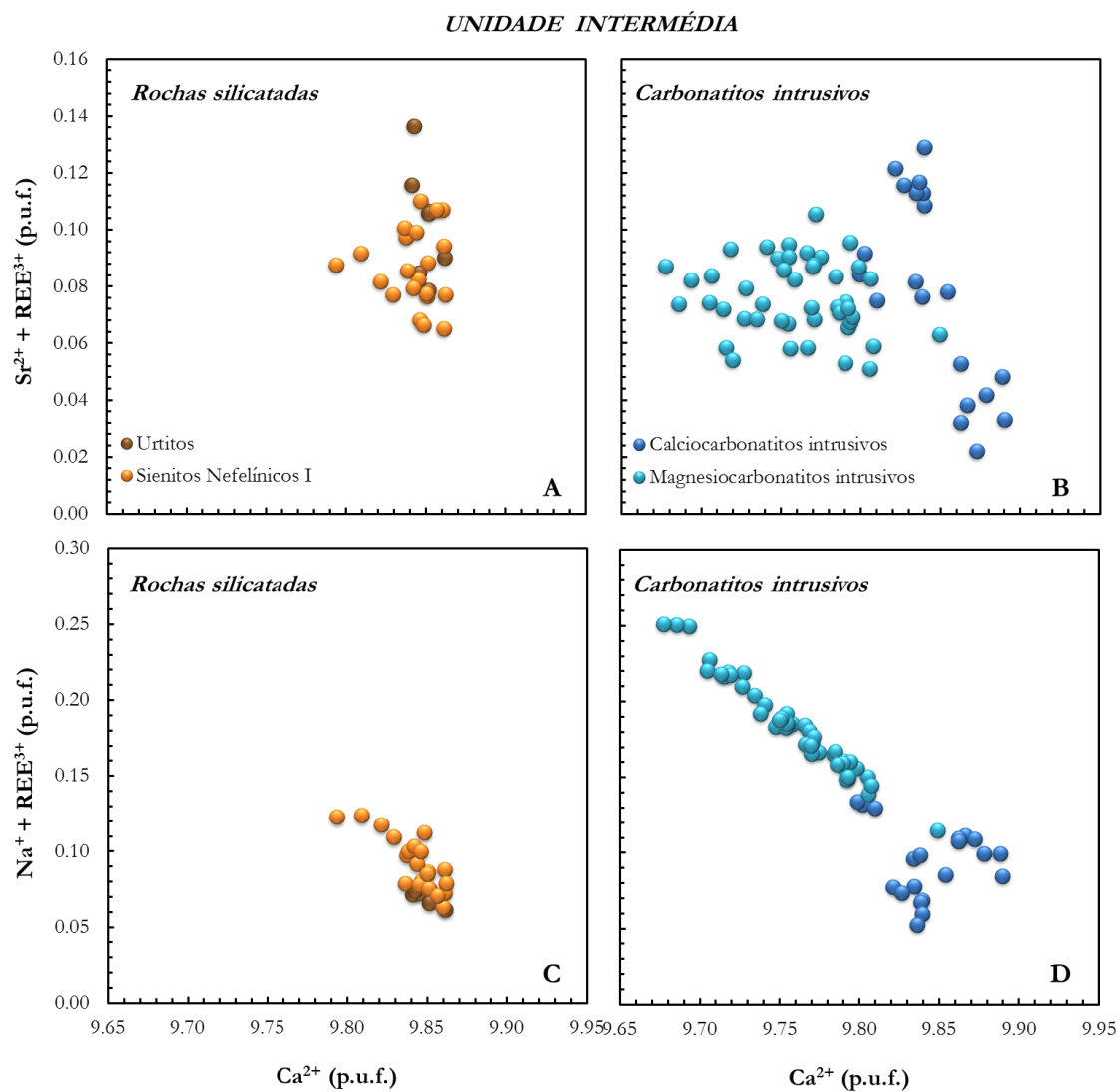


Fig. 5.65 - Principais substituições químicas na apatite das rochas pertencentes a Unidade Intermédia da Ilha Brava: Ca por Sr + REE (A, B) e Ca por Na + REE (C, D).

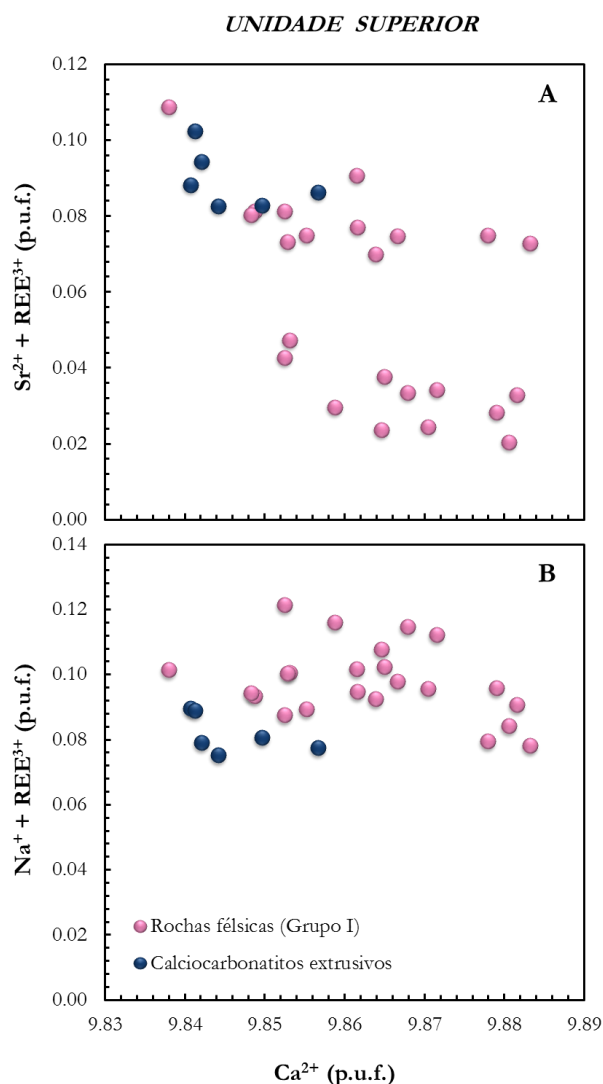


Fig. 5.66 - Principais substituições químicas na apatite das rochas pertencentes a Unidade Superior da Ilha Brava: Ca por Sr + REE (A) e Ca por Na + REE (B).

5.3.8. Esfena

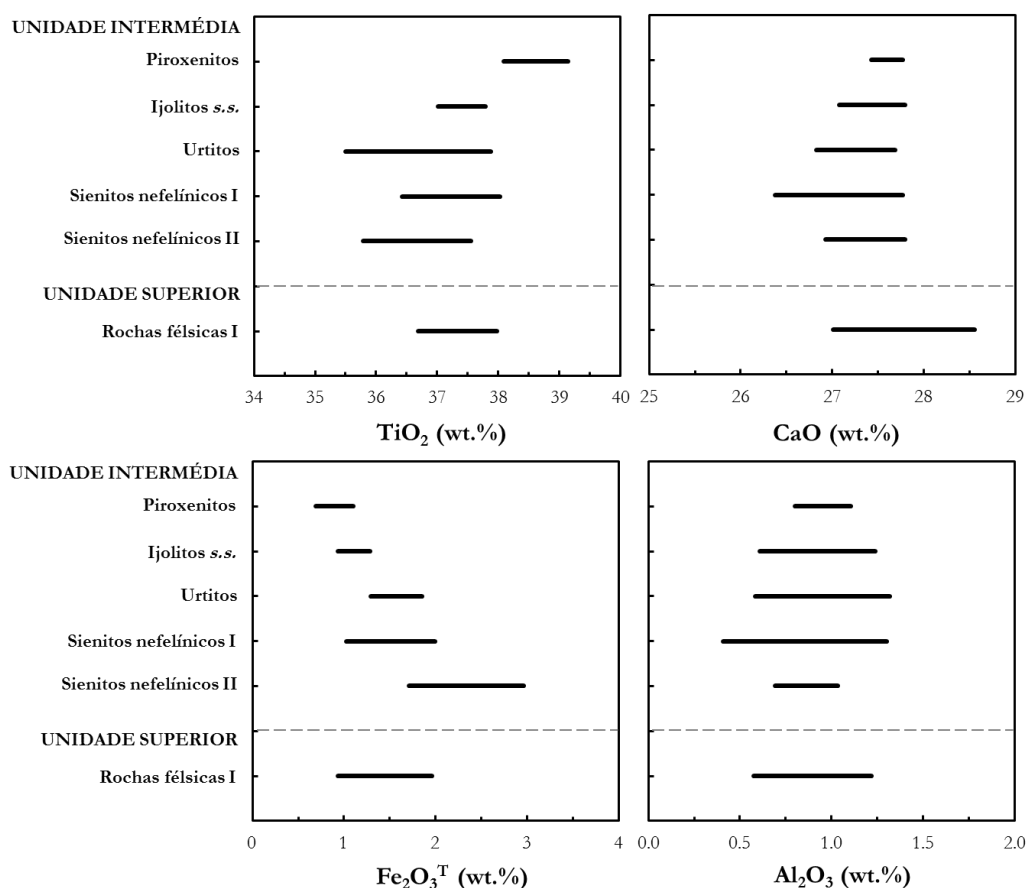
A esfena ocorre essencialmente nas rochas granulares silicatadas da Unidade Intermédia e nas rochas félsicas pertencentes ao Grupo I da Unidade Superior, onde aparecem quer como fase acessória, quer como uma das fases dominantes. Os seus cristais são normalmente euédricos a subeuédricos, sem zonamentos ópticos evidentes e com dimensões que podem ser consideráveis (até 2 mm) em algumas amostras.

Devido à capacidade de incorporar grandes quantidades de elementos traço na sua estrutura, nomeadamente elementos do grupo das terras raras, Nb, Ta e Zr, este mineral,

juntamente com a perovskite e a apatite, é de extrema importância no estudo da génese e evolução geoquímica das rochas ígneas alcalinas (Vuorinen & Hålenius, 2005).

A fórmula estrutural da esfena⁵⁹ foi calculada com base em 3 catiões, segundo os procedimentos seguidos por Seifert & Kramer (2003) e Vuorinen & Hålenius (2005). Todo o ferro foi assumido como sendo Fe^{3+} , $(\text{OH}) = (\text{Al} + \text{Fe}^{3+}) - \text{F}$, e o oxigénio foi estimado por balanço de cargas [$\text{O} = 0.5 (\Sigma \text{carga catiónica} - \text{OH} - \text{F})$] (Seifert & Kramer, 2003).

Pela Figs. 5.67 e 5.68 é possível constatar uma sobreposição composicional entre as esfenas das diversas litologias, denunciando a fraca variabilidade composicional que as caracteriza. Efectivamente, somente os piroxenitos se destacam pelos seus elevados teores em TiO_2 (>38 wt.%) mas baixos valores de $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{T}}$, ZrO_2 , Nb_2O_5 e REE_2O_3 (inferiores a 1.10, 0.23, 0.17 e 0.43 wt.%, respectivamente), em comparação com os restantes tipos litológicos. Por outro lado, os sienitos nefelínicos do Grupo I são os que apresentam maior variação na maioria dos elementos considerados, nomeadamente em CaO , Al_2O_3 , ZrO_2 e Nb_2O_5 . As esfenas que ocorrem nas rochas félsicas mais recentes, por sua vez, não apresentam nenhuma característica em particular que as diferencie das demais.



⁵⁹ A fórmula química da esfena pode ser representada por $\text{CaTi}(\text{SiO}_4)(\text{O}, \text{OH}, \text{F})$.

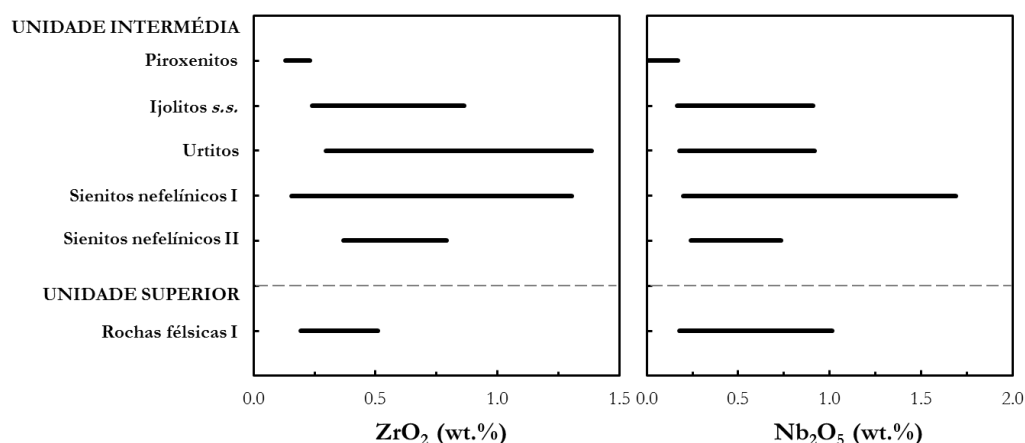


Fig. 5.67 - Variabilidade composicional (TiO_2 , CaO , Fe_2O_3^T , Al_2O_3 , ZrO_2 e Nb_2O_5) das esfenas das diferentes litologias das unidades Intermédia e Superior.

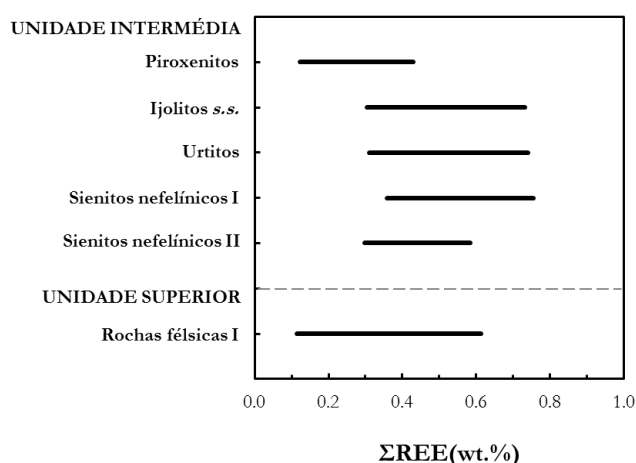
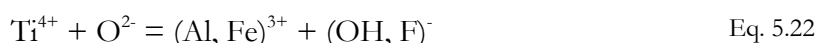


Fig. 5.68 - Variabilidade composicional [$\text{La}_2\text{O}_3 + \text{Ce}_2\text{O}_3 + \text{Nd}_2\text{O}_3$ (ΣREE)] para esfenas das diferentes litologias das unidades Intermédia e Superior.

Tal como já foi dito anteriormente, a esfena é capaz de incorporar um grande número de elementos tais como Nb, Zr e REE, encontrando-se descritos na bibliografia diversos mecanismos de substituição que permitem a entrada de catiões tri- e penta-valentes na sua estrutura (e.g., Seifert & Kramer, 2003; Brigatti et al., 2004; Vuorinen & Hälenius, 2005). De acordo com a sua fórmula química geral, $\text{CaTi}(\text{SiO}_4)(\text{O}, \text{OH}, \text{F})$, existem 4 posições estruturais possíveis onde acontecem as referidas trocas catiónicas (Seifert & Kramer, 2003): posição “Ca” (REE, Y, Mn, Fe^{2+} , Sr, Ba, Mg, Na, K, Li, U, Th, Pb), em coordenação sete, posição “Ti” (Al, Fe^{3+} , Nb, Ta, Zr, V, Cr), em coordenação octaédrica, posição “Si” (P, Al, 2H), em coordenação tetraédrica, e posição “O” (OH, F, Cl).

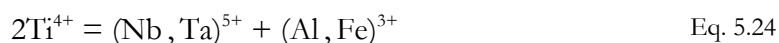
As substituições químicas mais importantes responsáveis pela variabilidade composicional das esfenas estudadas estão representadas nas Figs. 5.69 e 5.70. Um dos mecanismos descritos na literatura como sendo de primordial importância neste tipo de minerais envolve a substituição do Ti por (Al, Fe³⁺) na posição “Ti”, ao mesmo tempo que ocorre a entrada de iões F⁻ e OH⁻ para a posição “O”. Para a maioria dos tipos litológicos aqui estudados observam-se fortes correlações negativas ($R > 0.8659$) entre (Ti+O) e (Al+Fe³⁺+F+OH) (Fig. 5.69), reflexo, portanto, do papel dominante desempenhado por tal mecanismo de substituição (Eq. 5.22):



Ainda que em proporções diminutas (inferior a 1.385 wt.% ou 0.023 átomos p.u.f.), o Zr está presente em praticamente todos os cristais analisados. Um dos mecanismos para a incorporação deste catião na estrutura da esfena foi sugerido por Della Ventura et al. (1999) e envolve a substituição directa na posição octaédrica de outro catião tetravalente, o Ti (Eq. 5.23).



Apesar destes dois catiões correlacionarem-se negativamente na maioria das amostras, o grau de dispersão apresentado é muito elevado, levando a acreditar que não se trata de um processo simples de substituição 1:1. Uma das razões para os baixos coeficientes de correlação encontrados prende-se com o facto de o Ti estar envolvido em inúmeros outros mecanismos de substituição, os quais foram recentemente compilados por Seifert & Kramer (2003). A integração do Zr na estrutura da esfena deverá ser explicada por processos mais complexos, envolvendo a troca simultânea de Al³⁺ e Fe³⁺ na posição octaédrica (Seifert & Kramer, 2003). A capacidade do Ti em participar em tais processos, permitindo assim a incorporação de outros catiões, como o Nb, Zr, Al e Fe³⁺, na estrutura desta fase mineralógica, pode ser avaliada pelas projecções na Fig. 5.70. Regra geral, existe uma boa correlação entre o Ti e os potenciais catiões a substituí-lo (Al+Fe³⁺+Zr+Nb), sugerindo que o mecanismo descrito na Eq. 5.24 opera simultaneamente ao referido na Eq. 5.23.



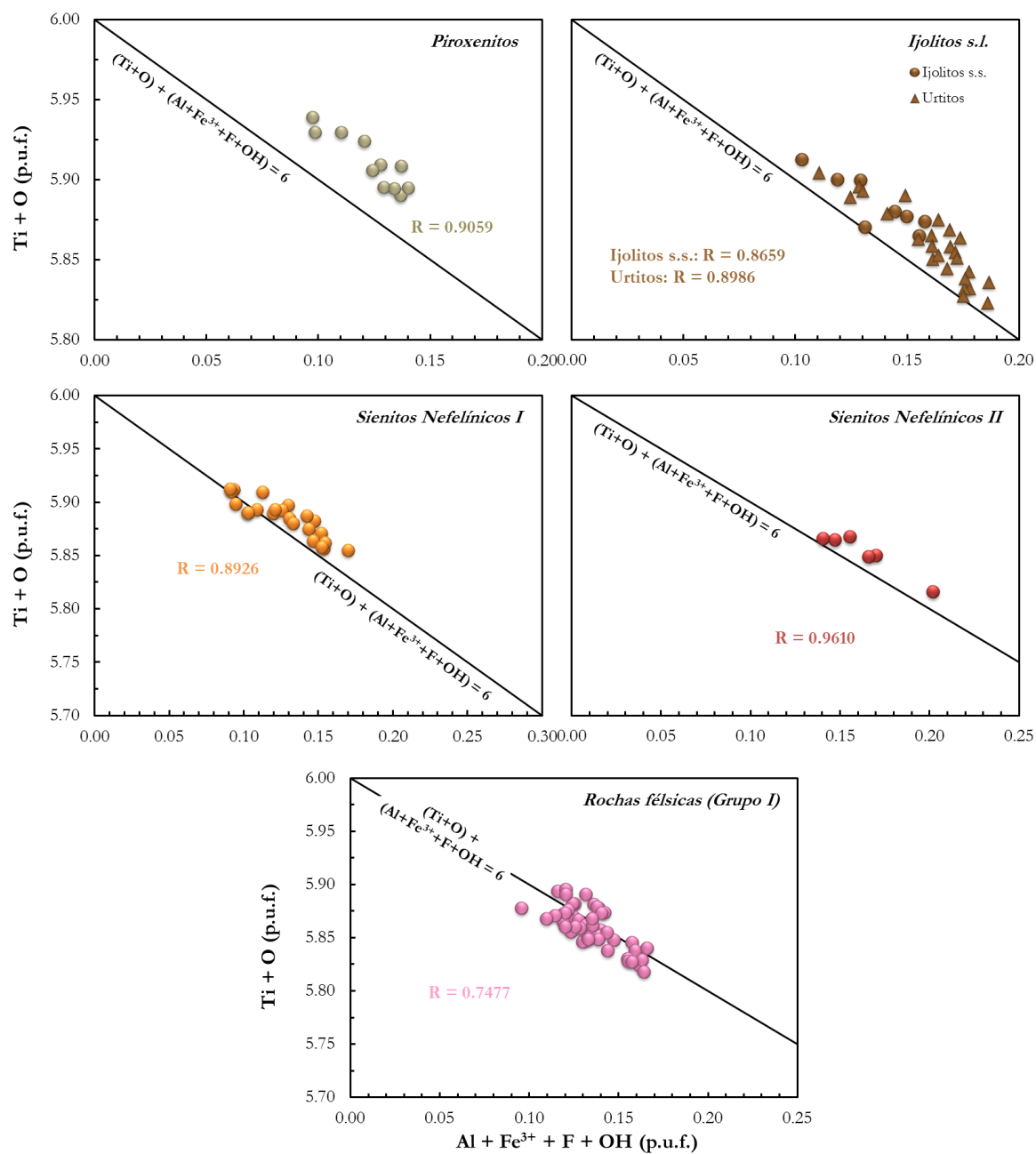


Fig. 5.69 - Diagrama de correlação entre o $(Ti+O)$ e o $(Al+Fe^{3+}+F+OH)$ (em átomos p.u.f.) para as esfenas das unidades Intermédia (piroxenitos, ijolitos *s.l.* e sienitos nefelínicos) e Superior (rochas félsicas: nefelinitos fonolíticos e fonólitos). A condição $(Ti+O)+(Al+Fe^{3+}+F+OH)=6$ diz respeito ao somatório catiónico nas posições “Ti” e “O” numa condição estequiométrica ideal.

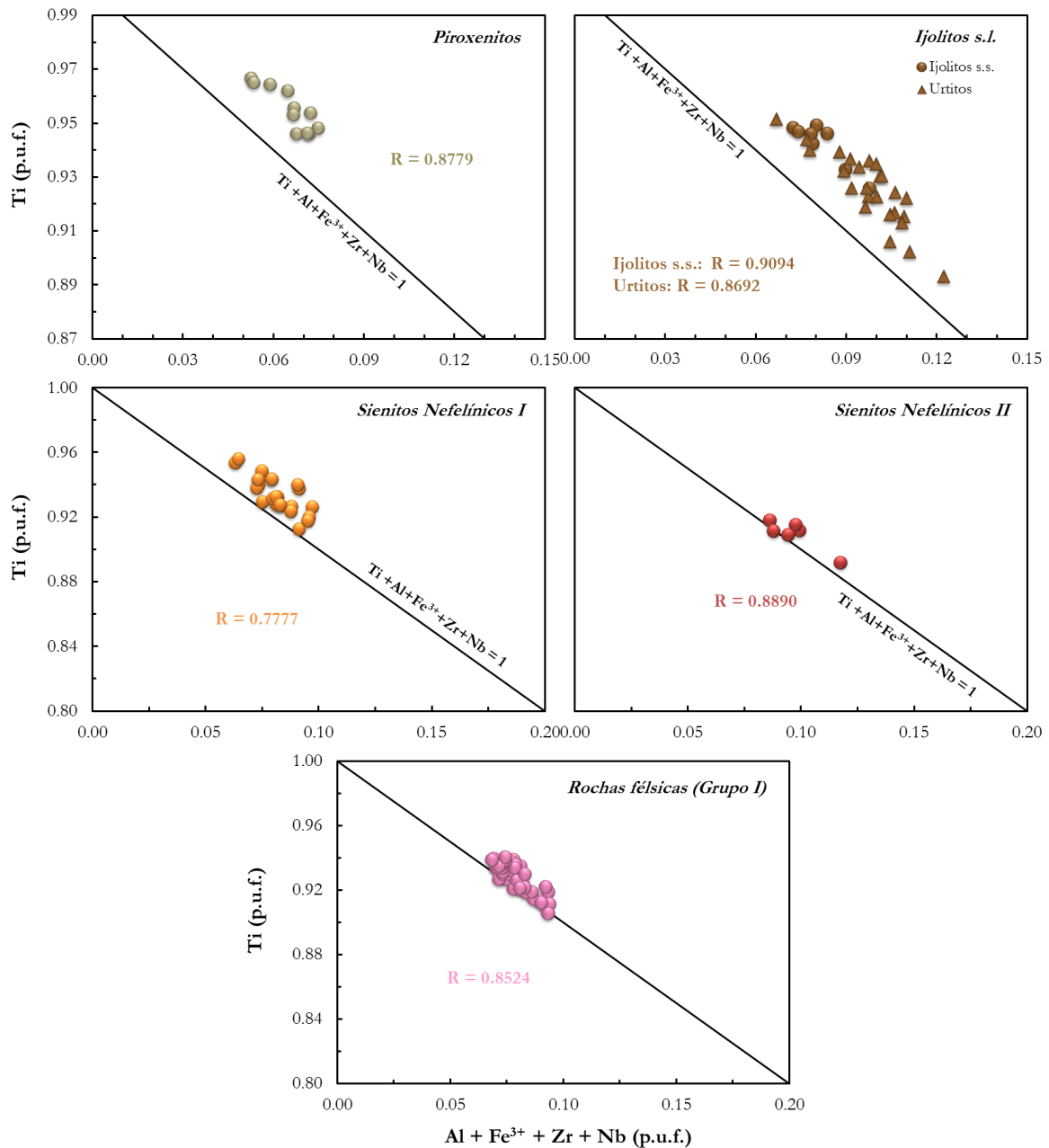


Fig. 5.70 - Diagrama de correlação entre o Ti e o (Al+Fe³⁺+Zr+Nb) (em átomos p.u.f.) para as esfenas das unidades Intermédia (piroxenitos, ijolitos *s.l.* e sienitos nefelínicos) e Superior (rochas félsicas: nefelínitos fonolíticos e fonólitos). A condição $Ti+Al+Fe^{3+}+Zr+Nb=1$ diz respeito ao somatório catiónico na posição “Ti” numa condição estequiométrica ideal.

O ligeiro excesso de catiões na posição octaédrica (valor médio de $\Sigma“Ti” = 1.018$), denunciado pela projecção das amostras invariavelmente acima da condição “ $Ti+Al+Fe^{3+}+Zr+Nb=1$ ”, associado a um défice de catiões na posição de coordenação sete (valor médio de $\Sigma“Ca” = 0.993$), possivelmente indica que pequenas quantidades de Fe²⁺ poderão estar também presentes.

A cristalização de esfena é controlada, por um lado, pela composição do magma, e por outro, por parâmetros intensivos tais como a pressão, temperatura e fugacidades de oxigénio, CO₂, OH e F. Assim, é necessário que se reúnam um determinado conjunto de condições para a sua formação: a razão Ca/Al no magma tem que ser suficientemente elevada; se tal não acontecer e a actividade do Al for alta, será, então, favorecida a formação de anortite + ilmenite; no líquido deverão também prevalecer condições relativamente oxidantes e hidratadas (Seifert & Kramer, 2003). A vasta ocorrência de minerais hidratados (micas e anfíbulas) associados a quase total ausência de ilmenite e anortite testemunham, de certa forma, as referidas condições adequadas à formação de esfena.

5.3.9. Carbonatos

À parte os carbonatitos, onde o carbonato é obviamente o constituinte principal e de origem primária, nas rochas silicatadas este mineral pode ser primário ou secundário. Nas rochas silicatadas máficas e félsicas das unidades Inferior e Superior da Ilha Brava, quando ocorre, o carbonato aparece quase exclusivamente como uma fase secundária, resultado da alteração de outros minerais (e.g., feldspatos, feldspatóides). Já nas litologias granulares da Unidade Intermédia, este mineral apresenta texturas compatíveis com uma origem ígnea primária, sendo bastante frequentes nos termos mais diferenciados das rochas ijolíticas (nomeadamente nos urtitos) e nos sienitos nefelínicos do Grupo I.

A sua fórmula estrutural foi calculada com base em 6 oxigénios, segundo Deer et al. (1992), e os membros finais descritos em termos de carbonatos de FeO (siderite, FeCO₃), MnO (rodocrosite, MnCO₃), MgO (magnesite, MgCO₃), CaO (calcite, CaCO₃), Na₂O (Na₂CO₃), SrO (estroncianite, SrCO₃) e BaO (viterite, BaCO₃).

O estudo que se apresenta abaixo incidiu, claro está, nos carbonatos dos três tipos de rochas carbonatíticas que se conhecem na Ilha Brava (cálcicos intrusivos e extrusivos e magnesianos intrusivos), mas também nos carbonatos das rochas silicatadas cuja origem se acredita ser primária.

5.3.9.1. Rochas plutónicas silicatadas

Nas rochas ijolíticas mais diferenciadas e nos sienitos nefelínicos do Grupo I, os carbonatos apresentam um aspecto muito semelhante ao dos carbonatitos intrusivos, sendo quase sempre intersticiais, esporadicamente com apatites associadas.

Composicionalmente são classificados na sua totalidade como calcites, sendo caracterizados por valores de CaCO_3 acima dos 97%. Não obstante a ocorrência de uma significativa sobreposição dos teores em elementos menores quando se comparam os urtitos e os sienitos nefelínicos do Grupo I, estes últimos destacam-se nitidamente por valores mais elevados de MgO e FeO (Fig. 5.71).

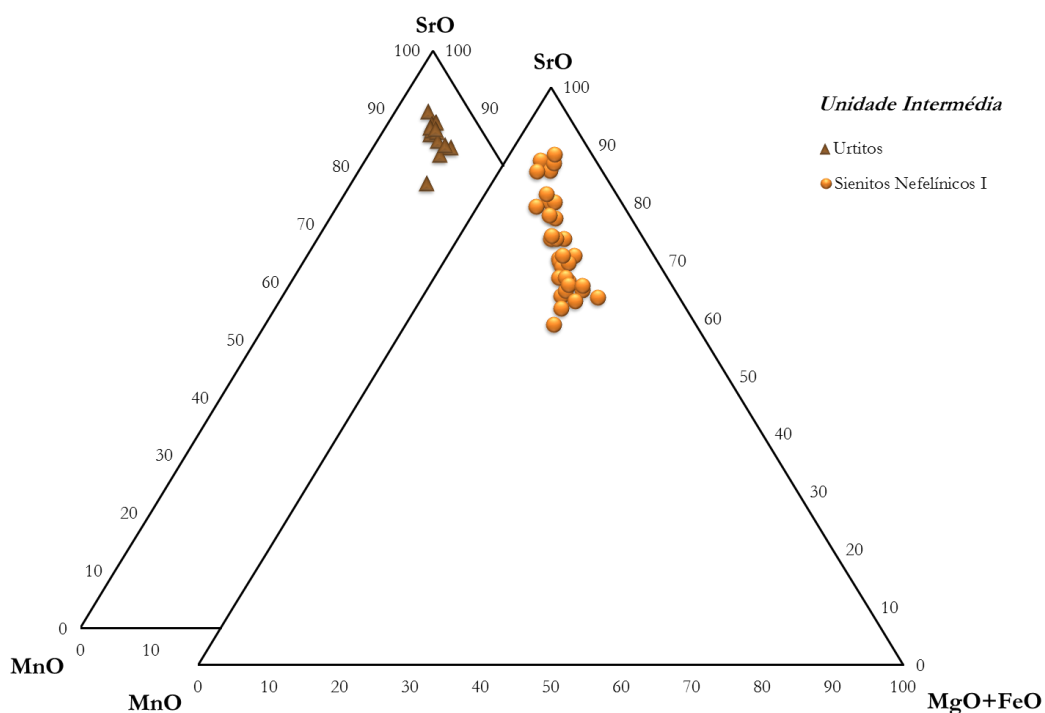


Fig. 5.71 - Diagrama de variação composicional em termos dos elementos menores nas calcites das rochas granulares silicatadas pertencentes a Unidade Intermédia. Adaptado de Ignacio (2008).

5.3.9.2. Carbonatitos intrusivos e extrusivos

Os carbonatitos, por definição contêm mais de 50% (por volume) de minerais carbonatados (Le Maître, 2002). Na Ilha Brava, como já foi mencionado, podem-se encontrar composições calcíticas (com fácies intrusiva e extrusiva), associadas a diferentes estágios de evolução da ilha, e dolomíticas (magnesianas), dos quais apenas um único afloramento se conhece (em Porto de Ferreiros, no sector SW).

Em termos texturais, a variabilidade encontrada é enorme, principalmente nas amostras intrusivas, observando-se desde exemplares equigranulares de grão fino a médio (caso particular dos magnesiocarbonatitos) a inequigranulares de grão médio a grosseiro. Os carbonatitos extrusivos apresentam, por sua vez, texturas típicas de rochas lávicas e piroclásticas (ver subcapítulos 5.2.2.4 e 5.2.3.3).

A natureza calcítica dos carbonatos constituintes dos calciocarbonatitos, sejam eles intrusivos ou extrusivos, é evidenciada pelos seus baixos teores em MgO (< 1.60 wt.%) e FeO (< 1.42 wt.%) (Anexo IV.2). Todavia, as calcites das ocorrências extrusivas da Unidade Superior são claramente mais enriquecidos em Mg e pobres em Fe que os seus equivalentes plutônicos mais antigos, o que se traduz em diferentes razões MgO/(MgO+FeO) (extrusivos: 0.34 - 0.99, intrusivos: 0.12 - 0.52). Os teores em Sr são também eles bastante variáveis nas composições cálcicas (extrusivos: 0.39 - 1.85, intrusivos: 0.15 - 1.09), contrastando com a relativa constância dos valores obtidos para as composições magnesianas (0.44 - 0.63), como se observa na Fig. 5.72.

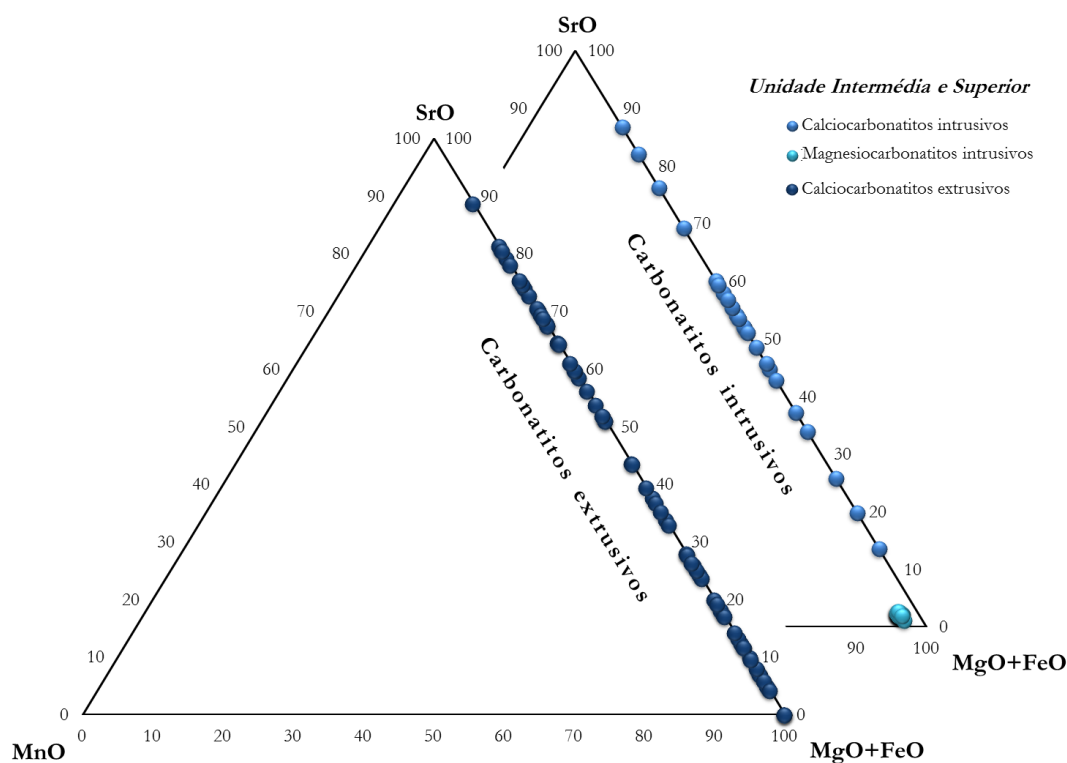
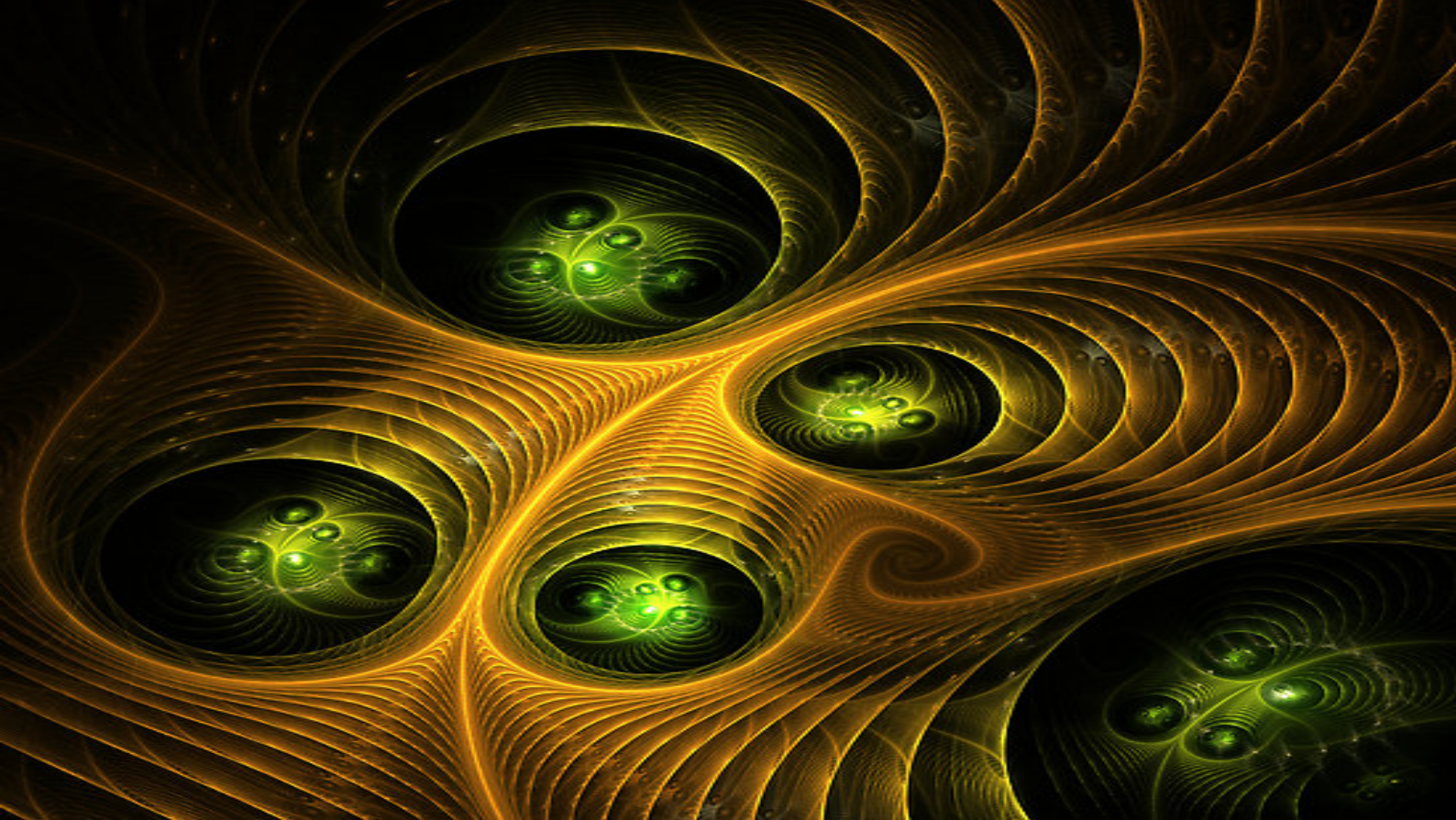


Fig. 5.72 - Diagrama de variação composicional em termos dos elementos menores nas calcites e dolomites das rochas carbonatíticas pertencentes às unidades Intermédia e Superior. Adaptado de Ignacio (2008).



CAPÍTULO 6

Geoquímica elementar e
isotópica (Sr-Nd-Pb)

Fonte da imagem:

<http://www.redbubble.com/people/artbydrew/works/2610512-isotopes>

6.1. Introdução

Até ao final do século XX, a petrologia e geoquímica da Ilha Brava permaneceram praticamente desconhecidas aos olhos dos investigadores. De facto, depois dos trabalhos pioneiros de Bebian (1932) e Machado et al. (1967; 1968), mais descritivos do que interpretativos, nesse século só foram publicados alguns resumos de comunicações apresentadas a congressos (e.g., Miller et al., 1987; Turbeville et al., 1987; Wolff & Turbeville, 1987), não tendo amostras da Brava sido utilizadas nos trabalhos geoquímicos de índole regional publicados por Gerlach et al. (1988) e Davies et al. (1989). Foi preciso esperar pelo século XXI para que a ilha passasse a ser incluída em estudos à escala do arquipélago, nomeadamente nos trabalhos que Hoernle et al. (2002) e Mata et al. (2006a; 2006b) publicaram sobre carbonatitos, mas onde a Brava merecia referências pontuais. Os resultados publicados por estes autores, ainda que pontuais, começavam a deixar transparecer a natureza complexa, e ao mesmo tempo intrigante, da geoquímica das rochas que afloram naquela ilha. Da vontade em compreender mais este pedaço do intrincado enredo que descreve a génese e evolução do arquipélago de Cabo Verde, novas análises elementares e isotópicas foram obtidas no âmbito do projecto PLINT e desta tese, estando parte dos resultados expostos e discutidos nas páginas que se seguem. Os resultados de gases nobres também obtidos no âmbito do referido projecto e desta tese serão posteriormente apresentados e discutidos no Capítulo 7, tendo sido dados à conhecer à comunidade científica por Mourão et al. (2007b, c, d, e; 2011; 2012b). Refira-se que no presente capítulo, quando julgado necessário (e.g., subcapítulo 6.6.1), se socorreu das assinaturas isotópicas de gases nobres para suportar alguma teoria proposta.

O objectivo principal deste capítulo passa essencialmente por descrever e caracterizar do ponto de vista elementar (maiores e traço) e isotópico (Sr, Nd e Pb) as principais litologias amostradas, inseridas, claro está, no contexto vulcanoestratigráfico definido para a Ilha Brava. A abordagem aqui considerada segue a linha dos trabalhos já publicados, nomeadamente os de Mourão et al. (2010a; 2012b).

Acima de tudo, o que se pretende é desvendar a natureza da(s) fonte(s) mantélica(s) que estão na origem dos magmas da Brava, entender as causas da heterogeneidade mantélica impressa nas suas assinaturas químicas, enquadrando todo esse conhecimento no que já se detém das demais ilhas do arquipélago, numa tentativa de melhor compreender as causas da

variabilidade espaço-temporal de Cabo Verde. Mais, sendo a Brava uma ilha privilegiada para o estudo dos carbonatitos, onde, relembre-se, ocorrem em duas posições estratigráficas distintas separadas por uma lacuna temporal de cerca de 1 Ma, interessa compreender a relação genética de tais carbonatitos com as rochas silicatadas com as quais partilham uma estreita relação espaço-temporal.

Ainda que o estudo aprofundado dos processos de evolução magmática na Brava esteja fora do âmbito deste trabalho, optou-se por se fazer uma breve caracterização dos principais processos que terão culminado na génese dos litótipos mais evoluídos de cada uma das unidades vulcanoestratigráficas. Isto, com o intuito de melhor mostrar o elevado nível de complexidade dos processos responsáveis pela variabilidade composicional/litológica observada, mas também de deixar uma porta aberta para o longo caminho que falta percorrer no sentido da sólida compreensão da petrogénese das rochas em estudo, esperando, assim, despertar o interesse para a realização de trabalhos futuros.

Os resultados geoquímicos e as considerações petrogenéticas que a partir dos dados obtidos foi possível formular e desenvolver para as amostras de rochas ígneas (silicatadas e carbonatíticas) da Ilha Brava serão expostos em quatro etapas. A primeira, que diz respeito ao subcapítulo 6.3, versa essencialmente a classificação química dos litótipos amostrados e as suas características elementares (maiores e traço). Posteriormente serão apresentados e discutidos os dados isotópicos dos sistemas Rb-Sr, Sm-Nd e U-Th-Pb (subcapítulo 6.4) com vista a uma melhor compreensão da variação composicional magmática ao longo do período de formação da ilha. Com isso pretende-se aceder à caracterização química e local de residência dos diferentes termos finais composicionais que, tendo afinidades com alguns dos componentes mantélicos (DMM, HIMU, EM I, FOZO), desde longa data têm sido alvo de intensa discussão entre os investigadores que se dedicam ao arquipélago de Cabo Verde (subcapítulo 6.6). Incluída neste capítulo está também uma descrição sumária dos principais processos intervenientes no percurso evolutivo dos magmas silicatados e carbonatíticos cujos testemunhos se encontram preservados nas três unidades vulcanoestratigráficas da ilha (subcapítulo 6.5).

Porém, antes de dar início ao estudo petrogenético destas rochas, é importante avaliar se as assinaturas observadas são primárias ou o resultado de processos secundários de alteração hidrotermal/meteórica (subcapítulo 6.2).

6.2. O impacto dos processos de alteração hidrotermal/meteórica nas assinaturas elementares e isotópicas das rochas da Ilha Brava

Num cômputo geral, após uma cuidada observação mesoscópica e microscópica das amostras colhidas, a escolha dos exemplares para estudo geoquímico recaiu sempre que possível naquelas que evidenciavam menor grau de alteração e/ou vesículas preenchidas, na ausência de xenólitos e, no caso das rochas vulcânicas, menores evidências para a ocorrência de processos de acumulação (i.e., menor abundância de fenocristais). No entanto, o facto de algumas amostras da Brava serem representativas de escoadas geradas em ambiente submarino explica a necessidade sentida de, antes de analisar/discutir as características geoquímicas primárias, avaliar de um ponto de vista geoquímico se os processos secundários foram significativos.

Nas amostras máficas da Ilha Brava, os valores de LOI⁶¹ variam consideravelmente: entre 1.37 e 6.32 wt.%^{61*} na Unidade Inferior e entre 0.64 e 4.41 wt.% na Unidade Superior, o que pode indicar que algumas destas rochas se encontram alteradas. Os valores de LOI mais elevados foram encontrados na Unidade Inferior, o que é compatível com a maior representatividade de minerais de baixa temperatura, como carbonatos, hidróxidos de ferro e filossilicatos, nestas rochas comparativamente às da Unidade Superior (ver Capítulo 5). De facto, um alto teor em voláteis, traduzido pelos valores de LOI, poderá ser indicativo da ocorrência de processos secundários mas não necessariamente que tenha havido remobilização preferencial de alguns dos elementos maiores ou traço.

Por forma a avaliar a extensão dos efeitos de alteração nas amostras de rochas máficas (unidades Inferior e Superior), comparou-se o grau de dispersão das mesmas ao projectarem-se as suas concentrações em elementos móveis *vs.* elementos imóveis (Salters & Sachi-Kocher, 2010). A Fig. 6.1 mostra a variação do U, Th, Rb e Zr com o Nb para as amostras referidas. O U e o Rb são considerados móveis na presença de fluidos aquosos enquanto o Nb, Zr e Th, dado o seu alto potencial iónico, são considerados conservativos durante os processos de alteração (Kelley et al., 2003). Assim, o facto de se observar uma maior dispersão para o U e Rb no caso das rochas máficas mais antigas, que contrasta com as relativamente boas correlações para o Th e Zr, indica que os efeitos da alteração hidrotermal nestas rochas não devem ser desprezados. Pelo contrário, no caso da Unidade Superior o grau de dispersão entre

⁶¹ *Loss On Ignition*, i.e., “perda ao rubro”.

^{61*} Ver página 206.

os elementos móveis e imóveis é, grosso modo, semelhante, o que permite considerar os efeitos da alteração negligenciáveis.

Algumas amostras de fonólitos e sienitos nefelínicos apresentam valores de LOI bastante elevados (> 6 wt.%) a que não correspondem evidências petrográficas para a ocorrência de processos de hidratação secundária, sendo tal facilmente explicado pela elevada abundância de minerais primários hidratados que aquelas rochas contêm, como micas, anfíbulas, carbonatos e minerais do grupo da sodalite (noseanas, hauinas) (ver Capítulo 5).

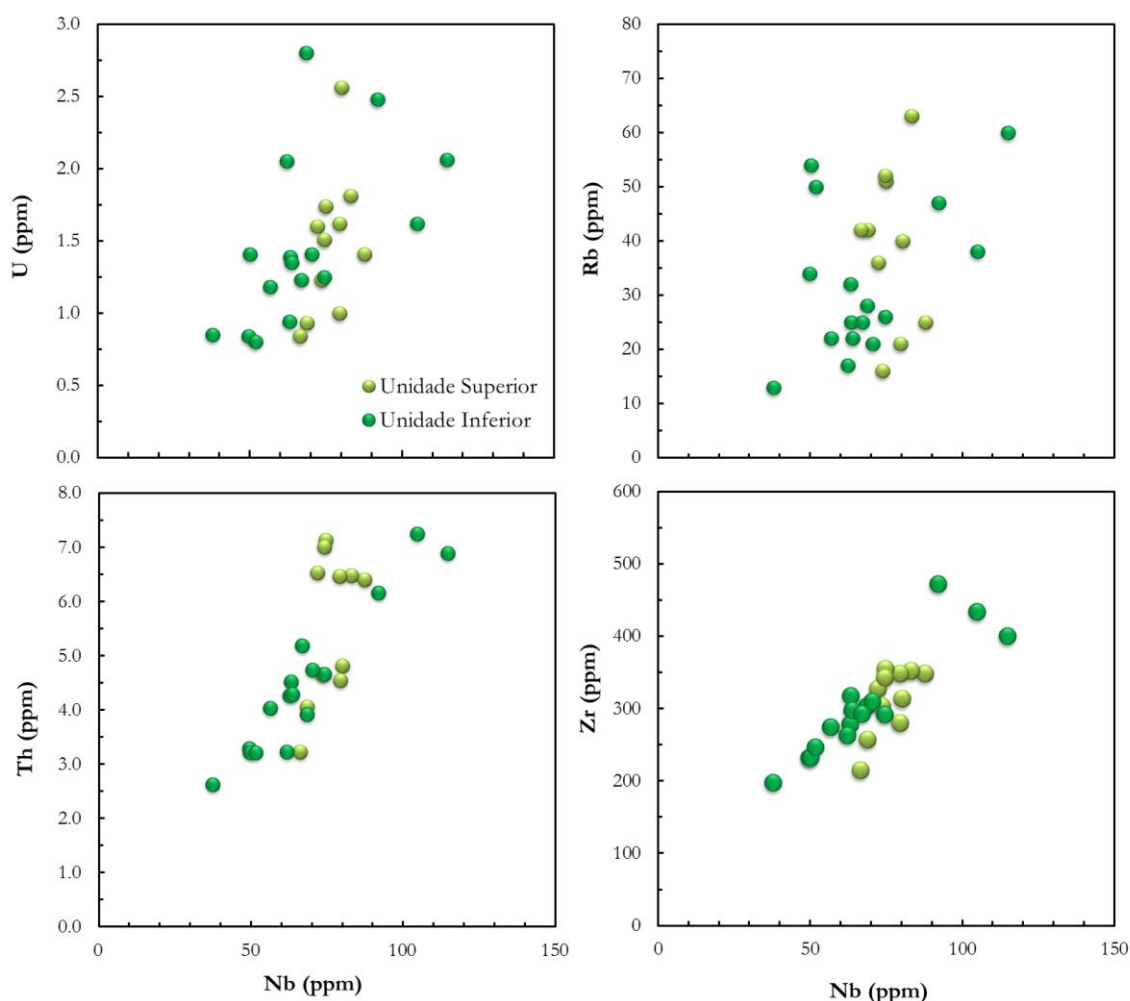


Fig. 6.1 - Projectão das concentrações de U e Th *vs.* Nb e Rb e Zr *vs.* Nb. para as rochas máficas das unidades Inferior e Superior da Ilha Brava.

Do ponto de vista isotópico, constata-se que as amostras silicatadas do Complexo Basal definem um alinhamento sub-horizontal no espaço isotópico Sr-Nd (Fig. 6.2), onde para um “mesmo” valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se obtém uma grande variabilidade de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. Esta distribuição dos dados leva a que algumas das amostras da Brava se projectem totalmente fora

dos campos composicionais definidos pelas restantes ilhas cabo-verdianas. Outros autores têm descrito comportamentos similares quer para a Ilha Brava (Hildner et al., 2011), quer para o monte submarino Cadamosto localizado a oeste da ilha aqui em estudo (Barker et al., 2012), o que reforça a validade dos resultados aqui apresentados. Estes dados sugerem que a variabilidade observada no que respeita aos elementos de grande raio iónico (e.g., Rb) possa ser devida a um processo de alteração onde esteja envolvida água do mar.

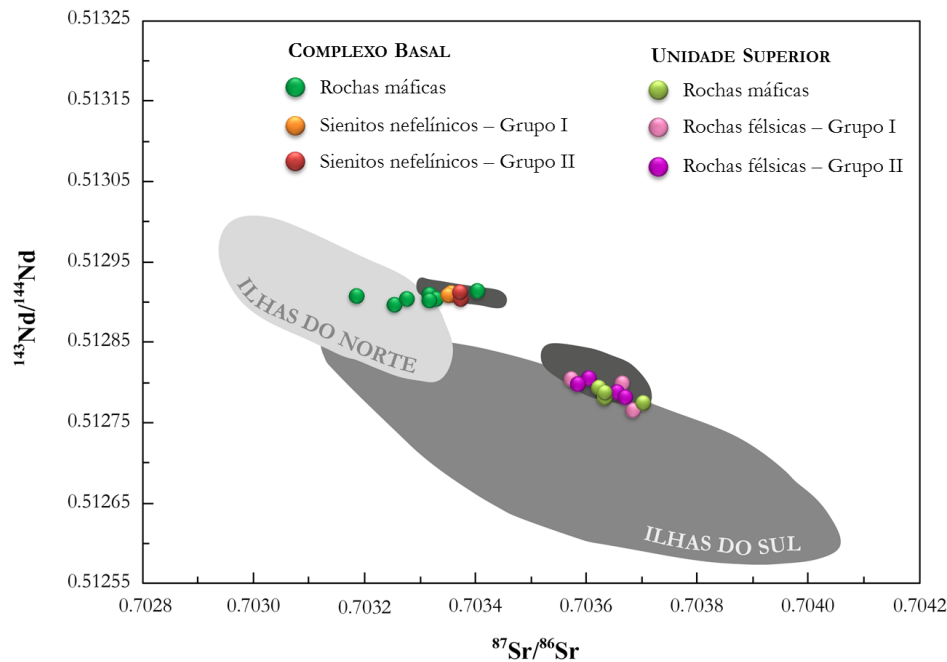


Fig. 6.2 - Razões isotópicas de Sr e Nd obtidas para as rochas silicatadas da Ilha Brava, projectadas no contexto das composições isotópicas do arquipélago de Cabo Verde. No caso particular do Complexo Basal, observa-se um alinhamento horizontal das amostras definido pela variação das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para valores pouco variáveis das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Os dados referentes às rochas silicatadas que ocorrem nas ilhas do norte (Santo Antão, São Vicente e São Nicolau) são de Jørgensen & Holm (2002), Holm et al. (2006; 2008) e Millet et al. (2008), e nas ilhas do sul (Fogo e Santiago) de Doucelance et al. (2003), Escrig et al. (2005), Martins et al. (2010) e Barker et al. (2009; 2010).

De facto, ainda que a concentração em Sr elementar da água do mar seja relativamente baixa (7.85 ± 0.03 ppm; Veizer, 1989) comparado com os valores encontrados nas lavas da Brava, as assinaturas isotópicas de Sr são bastante mais radiogénicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.709241 \pm 32$; Veizer, 1989). O mesmo não se passa com as composições isotópicas de Nd. Sendo a água do mar muito empobrecida em Nd e apresentando razões isotópicas de Nd muito baixas ($\text{Nd} < 5.61 \times 10^{-6}$ ppm, $\epsilon\text{Nd} = -11$ a -10 ; Rickli et al., 2009), não é capaz de produzir modificações significativas nas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ das rochas com as quais interage.

A hipótese de contaminação com água do mar é bastante plausível no caso da Brava se se tiver em conta que pelo menos algumas das amostras do Complexo Basal aqui estudadas tiveram a sua origem a partir da consolidação de magmas extruídos em ambiente submarino, durante a fase submarina de desenvolvimento da ilha (subcapítulo 3.3.1; ver também Madeira et al., 2010), em situação similar ao que ocorre presentemente com o monte submarino Cadamosto.

Tendo em vista esclarecer de forma mais robusta esta questão, as amostras que apresentaram as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais elevadas foram seleccionadas para um estudo comparativo dos efeitos da contribuição da água do mar na sua assinatura isotópica (Tabela 6.1). Tal foi feito analisando para cada amostra a sua composição original (amostra não lixiviada), a sua composição após ter passado por um processo bem definido de lixiviação (amostra lixiviada), e ainda a composição do produto da lixiviação (lixiviado) (Tabela 6.1; ver ainda Anexo III para os métodos de preparação das amostras).

Tabela 6.1 - Resultados isotópicos de Sr obtidos para as amostras mais radiogénicas do Complexo Basal. Para cada amostra seleccionada foi analisada a sua composição original (*amostra não lixiviada*) e a sua composição após ter passado por um processo de lixiviação (*amostra lixiviada*). Os valores obtidos podem ser comparados com os resultantes da análise do lixiviado respectivo. Os valores que se encontram entre parênteses correspondem aos erros padrão e se referem aos últimos algarismos significativos. As amostras representadas a negrito correspondem às rochas extruídas em ambiente submarino.

Amostra	Amostra não lixiviada	Amostra lixiviada	Lixiviado
	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
<i>Unidade Inferior</i>			
Rochas máficas			
CY-11	0.703752 (5)	0.703281 (14)	0.704067 (7)
CY-165	0.703560 (6)	0.703352 (7)	0.703636 (9)
<i>Unidade Intermédia</i>			
Sienitos nefelínicos			
CY-39	0.703377 (5)	0.703377 (7)	0.703376 (12)
CY-179	0.703410 (8)	0.703372 (8)	0.703417 (8)
Calciocarbonatito			
CY-114	0.703407 (9)	0.703404 (24)	0.703406 (7)

Os dados obtidos mostram que no caso das duas amostras submarinas que apresentam os valores mais radiogénicos em Sr (CY-11 e CY-165), as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos lixiviados são significativamente mais elevadas que as mesmas razões obtidas pela análise das amostras não lixiviadas e lixiviadas (Tabela 6.1). Estes resultados demonstram claramente a ocorrência de

contaminação pós-magmática nestas rochas consentânea com a água do mar. Tendo em consideração que o protocolo de lixiviação aplicado para estas amostras foi o mesmo que o adoptado por Millet et al. (2008), o qual presumivelmente deveria ser totalmente eficaz na eliminação dos efeitos da alteração pela água do mar, seria expectável que as mesmas reflectissem as suas composições magmáticas originais. No entanto, perante estes resultados, não se pode descartar um constrangimento composicional exercido por aquele agente de contaminação sobre as razões isotópicas de Sr das rochas vulcânicas da Unidade Inferior. Consequentemente, as assinaturas isotópicas de Sr das rochas desta unidade não serão consideradas em discussões petrogenéticas futuras.

Como referido, a água do mar é muito empobrecida em Nd, não sendo capaz de produzir modificações significativas nas razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ das rochas com as quais interage. Por outro lado, tem sido demonstrado que durante os processos de alteração hidrotermal as concentrações em Pb podem ser localmente afectadas por redistribuição mas sem que se verifique uma adição externa significativa deste elemento (Chauvel et al., 1992; Pedersen & Furnes, 2001; Kelley et al., 2003). Se se tiver também em conta o carácter bastante jovem das amostras em questão (< 3 Ma; Madeira et al., 2010), é muito difícil acreditar que eventuais oscilações nas abundâncias de U, Th e Sm provocadas pela interacção com a água do mar possam ter impacto, por produção radiogénica, nas assinaturas isotópicas de Pb e Nd, dadas as baixas taxas de decaimento radioactivo que caracterizam estes sistemas isotópicos (ver Anexo III.7).

Da discussão anterior se concluirá, não obstante o facto de as rochas da Unidade Inferior terem sofrido os efeitos da interacção com a água do mar, da validade do uso das assinaturas isotópicas de Nd e Pb para a discussão das características magmáticas primárias destas rochas. Já as assinaturas isotópicas de Sr e as concentrações de elementos de grande raio iónico (e.g., Rb) terão sido afectadas por processos de alteração envolvendo aquele contaminante, razão pela qual, para as referidas discussões, ou não serão utilizadas ou sê-lo-ão com extremo cuidado.

Os dados da Tabela 6.1 sugerem que o mesmo possa ser aplicável ao sienito nefelínico CY-179. Já no caso da amostra CY-39, que também se caracteriza por uma razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativamente elevada tendo em atenção o valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ que apresenta (ver Tabela 6.4 e Fig. 6.2), não poderá ser invocada a alteração magmática uma vez que os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que caracterizam a amostra não lixiviada, a amostra lixiviada e o lixiviado são indistinguíveis

dentro do limite do erro analítico. A razão para tal desvio relativamente ao usualmente observado no arquipélago de Cabo Verde será discutida no subcapítulo 6.5.2.2.

6.3. Assinaturas elementares (maiores e traço)

Avaliada a importância dos processos de alteração secundária, passar-se-á de seguida à discussão das características magmáticas das rochas da Brava.

A caracterização química dos elementos maiores e traço que definem a composição de uma rocha, seja ela ígnea, metamórfica ou sedimentar, constitui a base de qualquer estudo geoquímico que se venha a desenvolver posteriormente.

Os conceitos de elementos maiores e traço são relativos e estão intrinsecamente relacionados com as quantidades relativas com que aparecem num determinado material geológico, o que por sua vez depende do próprio comportamento geoquímico que adquirem no ambiente onde estão inseridos.

Assim, os elementos maiores são aqueles que predominam na análise química de uma rocha, sendo os constituintes estequiométricos dos seus minerais formadores. Uma alteração na concentração desses elementos indica, inevitavelmente, modificação na paragénese. São eles o Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K e P, e as suas concentrações são tipicamente expressas em peso-% dos seus óxidos (na terminologia inglesa, universalmente adoptada, são expressas como wt.%, a mesma terminologia que será adoptada ao longo deste trabalho por uma questão de congruência com a bibliografia internacional). Normalmente, os elementos maiores comportam-se como compatíveis, segundo a definição que será exposta mais adiante neste capítulo.

Os elementos traço ocorrem nas rochas em quantidades muito diminutas, geralmente na ordem dos ppm (“partes por milhão”) ou, ainda, em ppb (“partes por bilião”), substituindo alguns elementos maiores na estrutura dos minerais sem que isso interfira de forma significativa na paragénese em questão. Embora constituam, por definição, uma ínfima fracção do sistema de interesse, cada elemento carrega consigo propriedades químicas únicas, sendo muito mais sensíveis do que os elementos maiores aos processos geológicos que se desenrolam na Terra desde tempos imemoriais. Assim, as assinaturas dos elementos traço nas rochas ígneas revelam informações cruciais acerca da composição da fonte e da natureza dos eventos de fusão, bem como dos processos de evolução que se lhe seguiram.

Neste subcapítulo serão utilizadas as análises químicas elementares reportadas no Anexo IV.3. Das 266 amostras recolhidas na Ilha Brava durante as missões geológicas de 2006 e 2007, foram seleccionadas 110 para análise química de rocha total. O conjunto analisado cobre todo o leque de tipos litológicos aflorantes em cada uma das unidades vulcanoestratigráficas sendo, portanto, representativo da evolução temporal (ver Capítulos 3 e 5). A descrição dos métodos analíticos utilizados para a obtenção destes dados encontra-se sumariada no Anexo III.

6.3.1. Classificação e nomenclatura

6.3.1.1. Rochas silicatadas

Muito embora a Subcomissão da Sistemática de Rochas Ígneas da IUGS⁶² recomende que a classificação das rochas magmáticas com base na sua composição química só possa ser feita no caso de rochas vulcânicas, devido à sua granularidade muito fina e consequente impossibilidade da realização de análise modal (Le Maître, 2002), optou-se por efectuar uma sistematização com base nos dados geoquímicos para todas as litologias silicatadas da Ilha Brava consideradas neste estudo, sejam elas vulcânicas ou plutónicas. Com este procedimento pretendeu-se que, ainda que com cautela, fosse possível estabelecer uma comparação directa entre os diversos litótipos.

A mesma Comissão propõe o uso do diagrama TAS (“Total Alkali *vs.* Silica”, Le Bas et al., 1986), onde são projectados os valores de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ e SiO_2 (em wt.%) previamente recalculados para 100% numa base anidra (Fig. 6.3). No seu conjunto, as amostras estudadas apresentam, numa base anidra, teores em sílica que variam entre 35.91 e 63.49 wt.%, grosso modo traduzindo um contínuo composicional desde termos ultrabásicos até termos intermédios⁶³. A variação dos teores em álcalis é também significativa, oscilando entre 1.59 e 18.96 wt.%. Todas as rochas aqui consideradas apresentam um carácter indiscutivelmente alcalino, projectando-se acima das linhas que dividem os campos sub-alcalino e alcalino propostas por Kuno (1966) e Irvine & Baragar (1971), conforme são referidas em Rollinson (1993).

⁶² *Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (IUGS - "International Union of Geological Sciences")*.

⁶³ Classificação química das rochas magmáticas baseada no teor em sílica: Ultrabásicas ($\text{SiO}_2 < 45$ wt.%), Básicas ($\text{SiO}_2 = 45 - 52$ wt.%), Intermédias ($\text{SiO}_2 = 52 - 63$ wt.%) e Ácidas ($\text{SiO}_2 > 63$ wt.%) (e.g., Le Maître, 2002).

6. Geoquímica elemental e isotópica (Sr-Nb-Pb)

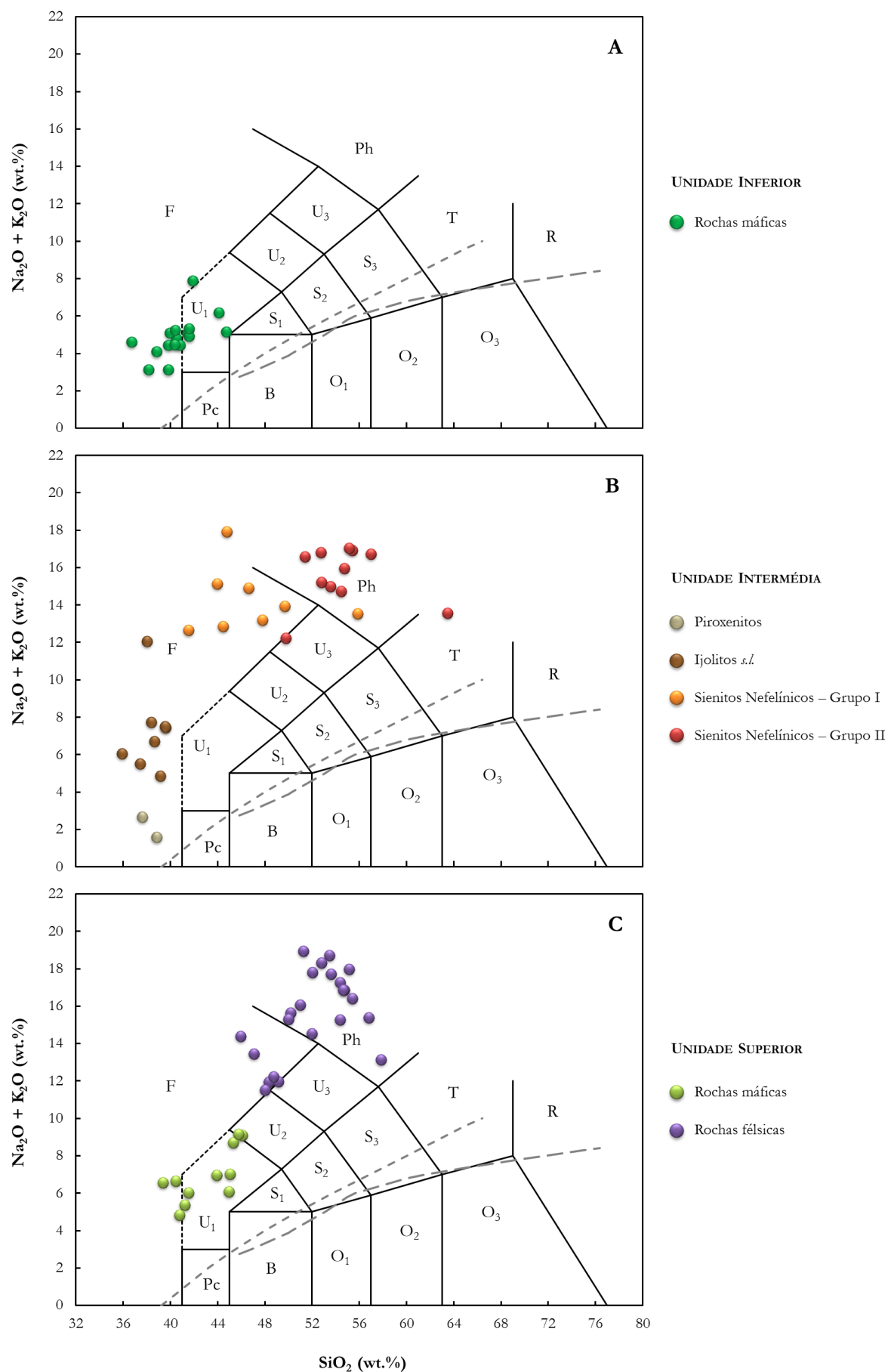


Fig. 6.3 (página anterior) - Projecção das rochas vulcânicas e plutónicas da Ilha Brava no diagrama TAS (Le Bas et al., 1986). Campos composicionais: Pc - Picrobasalto; B - Basalto; O₁ - Andesito basáltico; O₂ - Andesito; O₃ - Dacito; R - Riólito; T - Traquito (qtzo < 20%) e Traquidacito (qtzo > 20%); U₁ - Basanito (oliv > 10%) e Tefrito (oliv < 10%); U₂ - Fonotefrito; U₃ - Tefrifonólito; Ph - Fonólito; F - Foidito; S₁ - Traquibasalto; S₂ - Traquiandesito basáltico; S₃ - Traquiandesito. As linhas a cinzento separam os campos alcalino (em cima) e sub-alcalino (em baixo) de acordo com Kuno (1966) (tracejado largo) e Irvine & Baragar (1971) (tracejado fino).

Na Unidade Inferior foram amostradas exclusivamente rochas ultrabásicas ($\text{SiO}_2 = 36.70 - 44.79 \text{ wt.}\%$) que se projectam nos campos dos foiditos (F) e dos basanitos/tefritos (U₁). A mais correcta classificação dos diferentes litótipos englobados nestes campos foi feita recorrendo à norma CIPW cujos resultados estão expostos no Anexo V. As composições normativas CIPW mostram que somente uma das amostras que se projectam no campo F (CY-19) apresenta nefelina (ne) normativa, classificando-se, portanto, como um nefelinito. As restantes amostras que se projectam naquele campo são classificadas como nefelinitos melilíticos, uma vez que a proporção de larnite (cs) normativa é inferior a 10% (condição necessária para tomar a designação de melilitito). A amostra CY-165 projecta-se no campo F e apresenta um teor nulo em albite e larnite normativas, pelo que recebe a designação de foidito. As amostras que caem no campo U₁ classificam-se como basanitos devido ao seu teor em olivina (ol) normativa ser superior a 10%. Na Tabela 6.2 apresenta-se a sistemática das amostras silicatadas, baseada no uso do diagrama TAS e da composição normativa CIPW.

A Unidade Superior (Fig. 6.3C) apresenta uma distribuição litológica essencialmente bimodal, albergando desde termos ultrabásicos e básicos a termos intermédios. O pólo melanocrata, por assim dizer, compreende as rochas vulcânicas que durante o trabalho de campo foram designadas genericamente como “máficas” ($\text{SiO}_2 = 39.39 - 46.09 \text{ wt.}\%$) enquanto o pólo leucocrata inclui as rochas então consideradas “félsicas” ($\text{SiO}_2 = 45.96 - 57.84 \text{ wt.}\%$). Seguindo os critérios definidos anteriormente, as rochas melanocratas que se projectam nos campos U₁ e F classificam-se como nefelinitos, nefelinitos melilíticos, basanitos e tefritos, enquanto as que se projectam no campo U₂ classificam-se como fonotefritos (Tabela 6.2). As rochas leucocratas, por sua vez, projectam-se nos campos F e Ph, classificando-se como nefelinitos (contêm $\text{ne} > 20\%$) e fonólitos, respectivamente. Note-se que, na terminologia de Cox (1979), estes nefelinitos leucocratas ($\text{álcalis} > 8 - 9 \%$) seriam designados de nefelinitos fonolíticos, designação que será utilizada deste ponto em diante por forma a que não possam ser confundidos com as rochas nefeliníticas mais típicas, normalmente com $\text{SiO}_2 < 44 \text{ wt.}\%$.

6. Geoquímica elementar e isotópica (Sr-Nb-Pb)

Tabela 6.2 - Quadro-resumo da classificação das rochas vulcânicas amostradas (Unidades Inferior e Superior) segundo o seu tipo litológico. Esta nomenclatura assenta nas recomendações da Subcomissão da Sistemática de Rochas Ígneas da IUGS e teve por base a química de rocha-total traduzida na norma CIPW. As letras e números em parênteses correspondem ao campo no diagrama TAS onde a amostra se projecta (F, foidito; U1, basanita/tefrito; U2, fonotefrito; PH, fonólito).

Litologia		Nefelinito	Nefelinito melilítico	Basanita	Tefrito	Fonotefrito	Foidito	Fonólitos
Unidade Inferior		CY-19 (F)	CY-4 (F) CY-7 (F) CY-8 (F) CY-9 (F) CY-11 (F) CY-21 (F) CY-25 (F) CY-173 (F) CY-174 (F)	CY-82 (U1) CY-83 (U1) CY-162 (U1) CY-166 (U1) CY-254 (U1)			CY-165 (F)	
Unidade Superior	Rochas melanocratas	CY-31 (F) CY-32 (U1) CY-99 (U1) CY-124 (U1) CY-247 (F)	CY-176 (F)	CY-98 (U1)	CY-45 (U1) CY-61 (U1)	CY-199 (U2) CY-200 (U2)		
	Rochas mesocratas	"Nefelinito fonolítico" CY-15 (F) CY-81 (F) CY-138 (F) CY-205 (F) CY-215 (F) CY-264 (F)						CY-13 (PH) CY-27 (PH) CY-30 (PH) CY-80 (PH) CY-105 (PH) CY-123 (PH) CY-168 (PH) CY-182 (PH) CY-188 (PH) CY-193 (PH) CY-197 (PH) CY-198 (PH) CY-234 (PH) CY-252 (PH) CY-258 (PH) CY-259 (PH) CY-265 (PH)

Meramente para efeitos de comparação com as rochas vulcânicas, a Fig. 6.3B apresenta a projecção das rochas granulares da Unidade Intermédia no diagrama TAS, estando as amostras subdivididas de acordo com a sua sistemática obtida através da estimativa das proporções modais dos seus constituintes mineralógicos. Os piroxenitos e os ijolitos *s.l.*, projectando-se ambos no campo F, distinguem-se pela abundância em álcalis, sendo esta inferior a 2.70 wt.% no primeiro grupo litológico e variável, entre 4.88 e 12.06 wt.%, no segundo. Tendo em conta os baixos teores em SiO₂ que apresentam, estas rochas definem-se como ultrabásicas. Os sienitos nefelínicos, por outro lado, destacam-se nitidamente dos litótipos descritos anteriormente pelos seus mais altos teores em sílica e álcalis, o que os leva a

projectarem-se nos campos dos foiditos (F), tefrifonólitos (U₃) e fonólitos (Ph). Quimicamente classificam-se como básicos, como é o caso da maioria das amostras pertencentes ao Grupo I, e intermédios, no caso dos pertencentes ao Grupo II. Esta diferença reforça a discriminação em “Grupo I” e “Grupo II” definida com base nas diferenças que foram observadas quer a nível petrográfico quer a nível da composição química de algumas das fases que constituem estas rochas, tal como foi exposto no Capítulo 5. Mais adiante poder-se-á constatar que estas diferenças se reproduzem ao nível da composição em elementos traço.

6.3.1.2. Rochas carbonatíticas

Os carbonatitos são rochas ígneas que, por definição, contêm uma proporção modal de carbonatos primários (*i.e.*, magmáticos) superior a 50% por volume de rocha, onde a sílica nunca ultrapassa os 10% (Streckeisen, 1978; Woolley & Kempe, 1989; Le Maître, 2002). Como tal, merecem um sistema de classificação próprio. De acordo com as proporções relativas dos teores em CaO, MgO e $[\text{Fe}_2\text{O}_3^t + \text{MnO}]$ (Woolley & Kempe, 1989), os carbonatitos intrusivos que afloram na Unidade Intermédia da Ilha Brava projectam-se no campo das composições cálcicas (calciocarbonatitos ou sovitos⁶⁴, CaO = 37.81 a 55.42 wt.% e MgO = 0.10 a 5.06 wt.%) e magnesianas (magnesiocarbonatitos ou beforsitos, CaO = 28.88 a 31.41 wt.% e MgO = 15.53 a 17.57 wt.%). Já na Unidade Superior, as rochas extrusivas desta natureza são exclusivamente cálcicas (calciocarbonatitos ou alviquitos, CaO = 44.88 a 51.79 wt.% e MgO = 0.54 a 1.52 wt.%) (Fig. 6.4).

Comparativamente aos seus equivalentes mais antigos, os carbonatitos extrusivos apresentam uma uniformidade composicional notável independentemente do seu modo de ocorrência (depósitos piroclásticos *vs.* escoadas lávicas), a qual adquire um maior grau de importância se se tiver em conta que estas amostras representam vários focos eruptivos distintos dispersos por uma vasta área geográfica (ver Capítulo 3). Embora exibam, em termos dos elementos maiores acima referidos, uma variação composicional dentro da gama de valores que caracteriza os calciocarbonatitos intrusivos, os carbonatitos extrusivos são ligeiramente mais enriquecidos em ferro e manganês ($\text{Fe}_2\text{O}_3^t = 3.31$ a 9.76 wt.%, média = 6.06 wt.%, e $\text{MnO} = 0.83$ a 1.93 wt.%, média = 1.24 wt.%; carbonatitos cálcicos da Unidade Intermédia: $\text{Fe}_2\text{O}_3^t = 0.26$ a 13.50 wt.%, média = 2.97 wt.%, e $\text{MnO} = 0.23$ a 0.87 wt.%).

⁶⁴ Note-se que as designações “sovito” e “alviquito” reference-se, respectivamente, aos calciocarbonatitos intrusivos e extrusivos, e por isso, ainda que ambos calcíticos, são granulometricamente contrastantes.

média = 0.40 wt.%). Estes valores traduzem o enriquecimento relativo em minerais opacos que os calciocarbonatitos extrusivos apresentam, conforme observado petrograficamente.

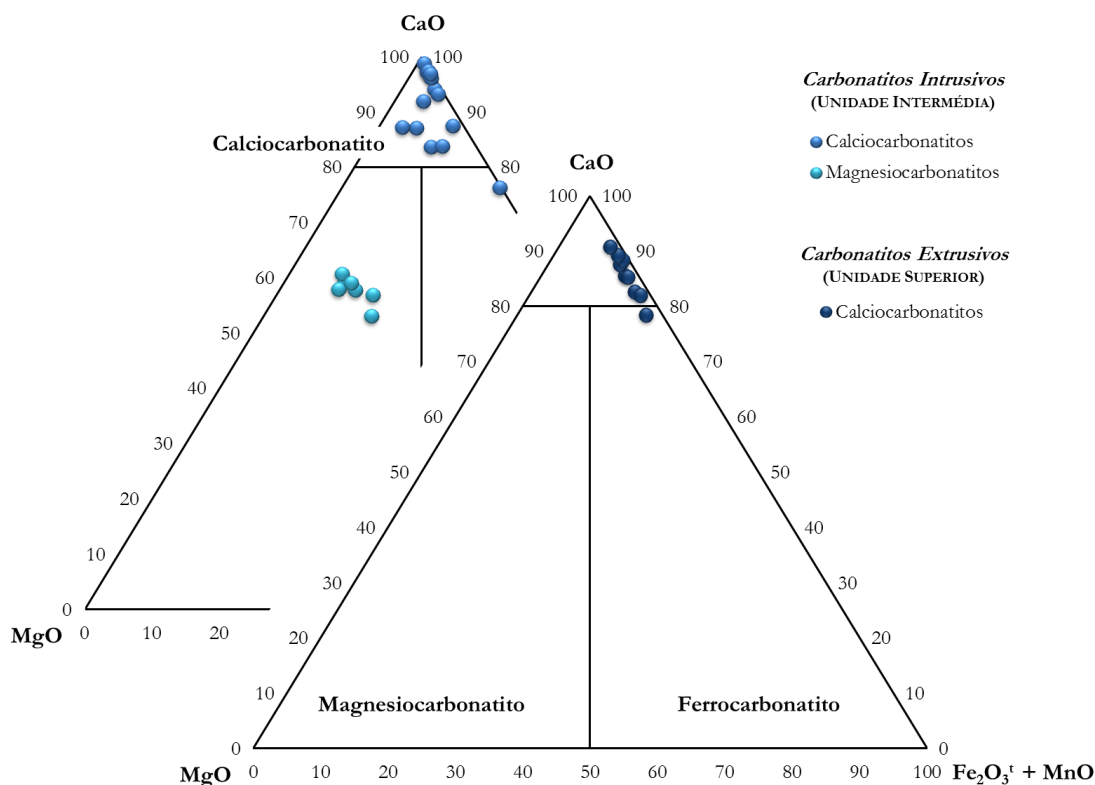


Fig. 6.4 - Classificação química dos carbonatitos que afloram nas unidades Intermédia e Superior da Ilha Brava. A amostra CY-144 é a única que se projecta no campo dos ferrocarnatitos. No entanto, tal deve-se ao considerável enriquecimento que esta rocha apresenta em óxidos de ferro. CaO, MgO, Fe_2O_3^t e MnO expressos em wt.%.

6.3.2. Geoquímica dos elementos maiores

A imensa variabilidade litológica que se pode encontrar na Ilha Brava, comprovada pelos diagramas TAS (Fig. 6.3), aponta claramente para o papel de processos de evolução magmática como condicionante importante da variabilidade composicional das rochas aflorantes, sobretudo nas duas unidades mais recentes onde o espectro composicional é mais amplo. Na Unidade Intermédia aflora apenas uma sequência de cumulos intrusivos cuja origem está associada à cristalização em câmaras magmáticas pouco profundas, as mesmas que outrora terão alimentado a erupção de material vulcânico cujos testemunhos já não se encontram preservados na ilha.

Independentemente da unidade vulcanoestratigráfica a que pertencem, todas as amostras estudadas apresentam um carácter subsaturado que é desde logo evidente pela observação

petrográfica, que revela a ocorrência frequente e abundante de feldspatóides como nefelina e minerais do grupo da sodalite (noseanas e hauinas) (ver subcapítulo 5.3.6). Tal quimismo é também denunciado pela ocorrência de minerais normativos pobres em sílica. Nas rochas máficas da Unidade Inferior, a quantidade de nefelina normativa varia entre 5 e 23%, com um valor médio de 15.20%, significativamente mais baixo do que o apresentado pelas rochas máficas da Unidade Superior (14-27%; média = 21.38%). Os teores em olivina normativa são também variáveis e relativamente semelhantes neste tipo litológico de ambas as unidades (Unidade Inferior: 4 - 22%, média = 14.06%; Unidade Superior: 4 - 24%, média = 10.01%). A restante paragénese normativa é igualmente análoga e inclui diópsido, óxidos de Fe-Ti (magnetite e ilmenite) e anortite. A maioria das amostras tem quantidades apreciáveis de leucite (Unidade Inferior: < 9.83% e Unidade Superior: < 9.45%) e larnite (Unidade Inferior: < 8.46% e Unidade Superior: < 10.54%) que se devem precisamente ao carácter subsaturado destas rochas: uma vez que o potássio e o cálcio estão em excesso relativamente à proporção de sílica necessária para saturar os feldspatos (ortose e anortite normativas, respectivamente), dando origem aos referidos feldspatóides normativos.

Dentro da Unidade Superior, observa-se um incremento das quantidades de nefelina normativa no sentido das litologias mais diferenciadas (rochas máficas: 17 - 27%, rochas félsicas: 15 - 44%) acompanhado por um decréscimo em olivina normativa (rochas máficas: 4 - 24%, rochas félsicas: 0 - 4%). No termos mais evoluídos, a ortose + albite normativa passam a dominar face à anortite.

Nas rochas ultramáficas da Unidade Intermédia (piroxenitos), o seu carácter subsaturado não se traduz tanto pela abundância de nefelina normativa (que varia entre 5 e 8%) mas principalmente pela presença de outros minerais empobrecidos em sílica, como a olivina (20 - 25%) e a larnite (9 - 11%), na sua norma. A anortite é o único feldspato normativo presente, que surge em quantidades moderadas (13 - 15%). A ocorrência de magnetite e hematite normativas (com valores médios de 3.34% e 10.62%, respectivamente) é reflexo dos teores apreciáveis de ferro e titânio que estas rochas apresentam.

Nos ijolitos *s.l.*⁶⁵, as normas CIPW são marcadas por quantidades elevadas de nefelina, que podem chegar aos 39% nos termos mais evoluídos (urtitos). Tal como os piroxenitos, a anortite é o único feldspato normativo presente e vem acompanhada com uma abundância considerável de leucite (média = 11.84%) e larnite (média = 10.45%), os quais, aliás, encontram

⁶⁵ Inclui melteigitos (clinopiroxena > nefelina), ijolitos (clinopiroxena \approx nefelina) e urtitos (clinopiroxena < nefelina). Ver Capítulo 5.

as suas maiores concentrações precisamente nestas rochas. O mesmo se passa com a apatite, que apresenta um teor médio de 3.17%.

No que se refere às normas CIPW dos sienitos nefelínicos, existem algumas diferenças entre os dois grupos (I e II) que valem a pena ser mencionadas. No Grupo I, a paragénese normativa reflecte o já referido enriquecimento em cálcio que estas rochas apresentam. Como tal, e sem esquecer o facto de também estas amostras serem subsaturadas em sílica, a nefelina é o feldspatóide dominante (26 - 58%), com os excessos de cálcio e potássio sendo contabilizados como larnite (< 18.25%) e leucite (< 21.36%). Ao contrário, os teores em ortose e albite são relativamente baixos (valores médios de 9.78% e 4.47%, respectivamente). A apatite normativa pode atingir valores moderados em algumas amostras, da ordem dos 2 - 3%. Os sienitos nefelínicos pertencentes ao Grupo II diferenciam-se dos anteriores pelos teores em nefelina mais baixos (6 - 40%) e em ortose mais altos (16 - 49%). A abundância em leucite é drasticamente mais baixa e a larnite encontra-se ausente. A acmite e metassilicato de sódio são minerais sintomáticos de hiperalcalinidade, logo a sua presença nestes dois grupos litológicos, ainda que em quantidades moderadas (< 7 e 4%, respectivamente), reflecte os elevados teores em sódio que as caracteriza bem como a natureza da clinopiroxena modal que as constitui, que é do tipo aegirina (ver Capítulo 5).

Apesar dos baixos valores de sílica que caracterizam a maioria das rochas máficas estudadas, nenhuma delas cumpre os critérios que permitem considerá-las como representativas da composição de líquidos magmáticos primários. Segundo Frey et al. (1978), um magma primário⁶⁶ caracteriza-se por valores de $Mg\#^{67} > 68\%$, $MgO > 10 \text{ wt.}\%$ e elevadas concentrações de Ni (> 250 ppm), desde que não sejam visíveis aspectos texturais relacionados com acumulação de fenocristais. Na Unidade Inferior, com a excepção de quatro amostras que apresentam valores de $Mg\# > 68\%$, $MgO > 12 \text{ wt.}\%$ e $Ni > 330 \text{ ppm}$, mas com evidências óbvias de acumulação de olivina, a grande maioria caracteriza-se por $Mg\#$ entre 48.68 e 66.79% e MgO entre 5.99 e 9.69 wt.%, sempre com teores de Ni que nunca vão além dos 270 ppm. Ora, estes valores estão muito aquém dos limites estabelecidos como definidores de magmas primários. O mesmo acontece com as rochas máficas da Unidade Superior, onde $Mg\#$ varia entre 53.68 e 66.76%, MgO entre 5.98 e 10.06 wt.% e Ni entre 70 e

⁶⁶ Os magmas primários apresentam composições que estiveram em equilíbrio com as paragénese residuais mantélicas durante processos de fusão, não tendo posteriormente sido afectados por qualquer processo de evolução magmática.

⁶⁷ O valor de $Mg\#$ é definido pela expressão $[Mg^{2+}/(Mg^{2+} + Fe^{2+})]*100$. A proporção de FeO nas rochas analisadas foi determinada de acordo com a razão Fe_2O_3/FeO recomendada por Middlemost (1989) tendo em atenção o tipo litológico. Este procedimento torna-se necessário uma vez que todo o ferro está sob a forma de Fe_2O_3 . Os cálculos foram efectuados utilizando o *software* SINCLAS (Verma et al., 2002).

180 ppm. A amostra CY-247 constitui uma excepção, já que exhibe valores de Mg# e MgO iguais a 70.35% e 13.08 wt.%, respectivamente, mas ainda assim contém baixo teor em Ni (170 ppm). Na Tabela 6.3 estão compiladas as composições de amostras sem evidência de acumulação significativa que, muito embora não apresentem de todo as características de um magma primário, podem ser consideradas como as mais primitivas de todo o conjunto amostrado.

Tabela 6.3 - Valores de Mg#, MgO, Ni e Cr para as amostras que, embora longe de cumprirem os critérios que definem uma rocha como representativa de magma primário, podem ser consideradas as mais primitivas dentro do leque amostrado.

Unidade vulcanoestratigráfica	Amostra	Mg#	MgO (wt.%)	Ni (ppm)	Cr (ppm)
Unidade Inferior	CY-7	58.16	9.19	220	371
	CY-162	66.79	9.69	120	275
	CY-173	56.62	8.72	200	228
Unidade Superior	CY-98	63.76	10.06	160	268
	CY-99	65.99	9.57	150	206
	CY-124	62.45	6.92	170	185
	CY-176	62.62	9.99	180	198

A ausência de amostras que possam ser consideradas representativas de líquidos primários parece ser um forte indício da importância dos processos de evolução magmática como causa da variabilidade composicional que se assiste na Ilha Brava. Uma vez iniciada a fusão parcial da respectiva fonte magmática, os magmas assim gerados começam a sua jornada em direcção à superfície, ao longo da qual podem ser sujeitos a múltiplos processos de fraccionação, mistura e contaminação que acontecem durante o seu transporte e subsequente armazenamento em câmaras magmáticas localizadas a profundidades variáveis (Wilson, 1989). Conforme os magmas primários vão progredindo a partir das suas profundidades de segregação vão arrefecendo e, ao atingirem a temperatura *liquidus*, começam a cristalizar. Se ocorrer a separação efectiva das fases sólida (cristais) e líquida (magma), numa situação clara de não equilíbrio, dá-se início à diferenciação magmática através do processo de cristalização fraccionada. A avaliar pelo amplo espectro composicional que se observa, tanto na Unidade Intermédia como na Superior, automaticamente é posto em consideração o papel preponderante daquele processo na variabilidade magmática da ilha. No entanto, como se verá mais adiante, no caso das litologias mais recentes, aquele processo é incapaz de justificar o

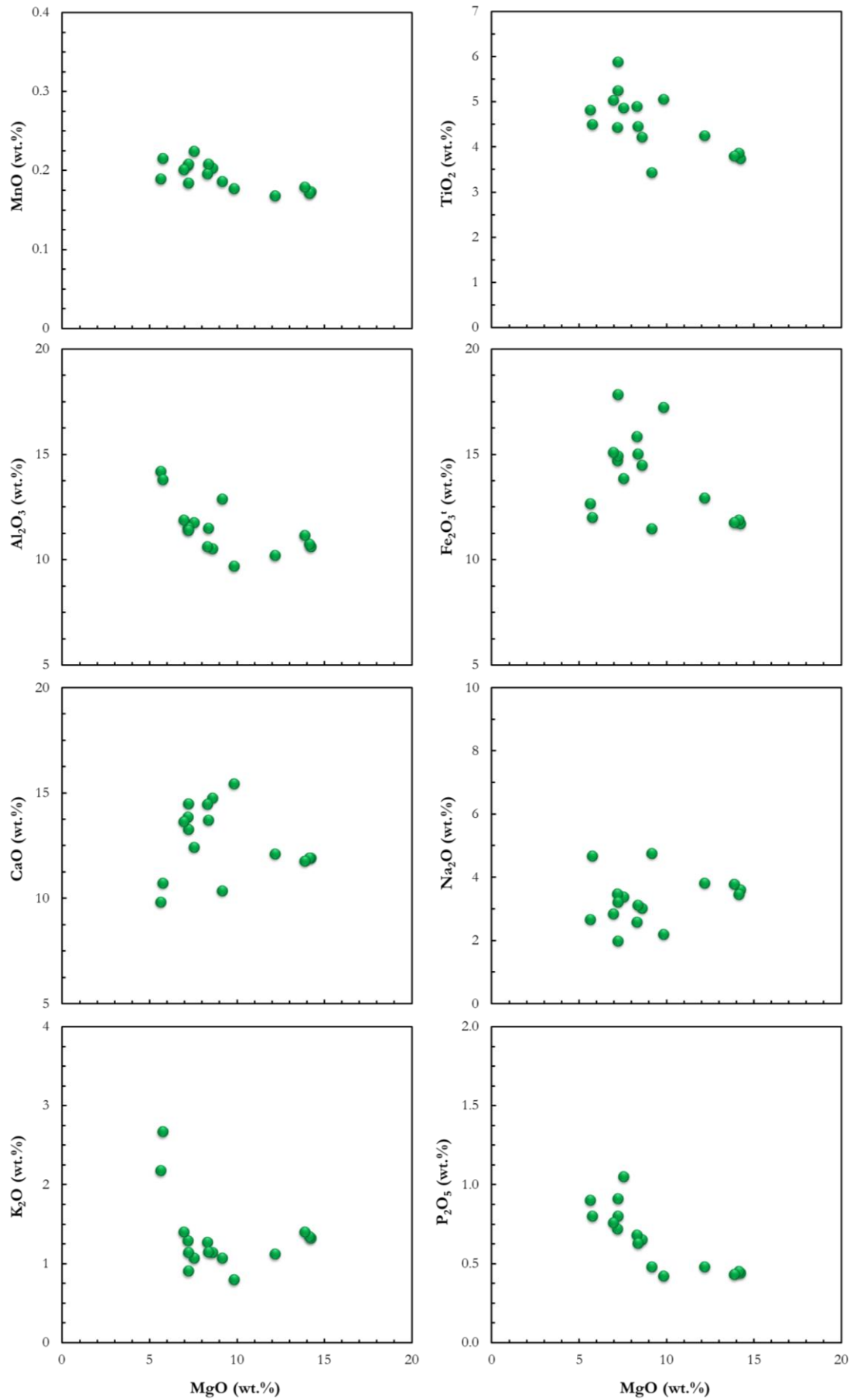
comportamento dos elementos traço, o que deita por terra a hipótese de consanguinidade entre as rochas que afloram na Unidade Superior.

Numa primeira abordagem, a variabilidade química de um conjunto de rochas que se crêem cogenéticas pode ser avaliada através da projecção dos elementos maiores relativamente a um índice que descreva o grau de evolução magmática (diagramas de variação de Harker⁶⁸). Para o caso de rochas que incluam na sua composição modal abundantes minerais máficos, como é o caso das composições basálticas *s.l.*, a gama de variação das concentrações de SiO₂ é normalmente baixa, ao contrário do MgO que mostra oscilações acentuadas derivadas da remoção das fases magnesianas do líquido durante a cristalização fraccionada (Rollinson, 1993). Como tal, e somente na projecção das rochas máficas da Unidade Inferior, onde se verifica uma fraca variação dos teores em sílica (não fossem elas todas de natureza “basáltica”), serão utilizados diagramas de variação tendo como índice de evolução a concentração em MgO. Nas restantes unidades optou-se pelos típicos diagramas de Harker devido à enorme variação dos teores em SiO₂.

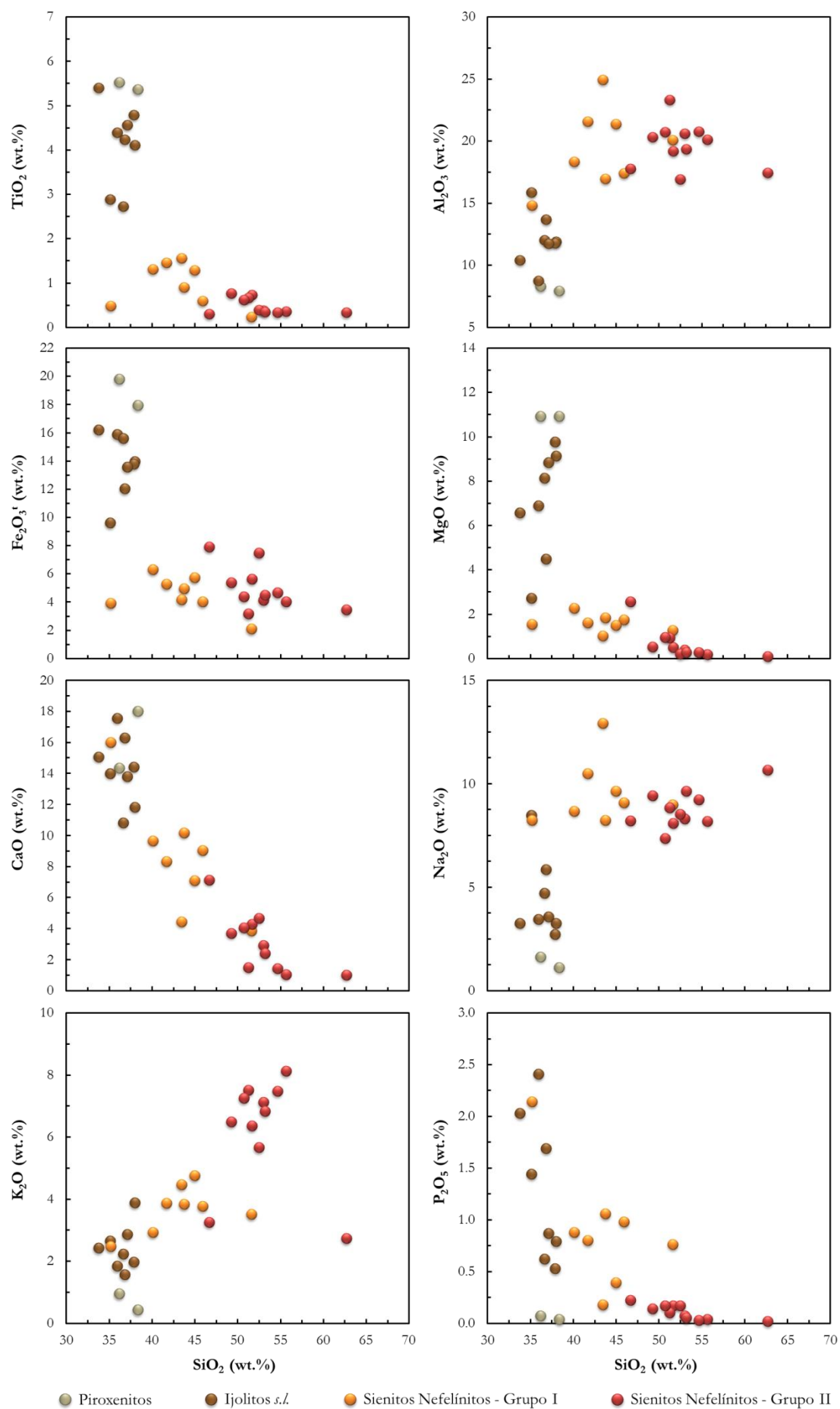
Na Fig. 6.5 são apresentados diagramas de variação (elementos maiores) para as amostras silicatadas da Ilha Brava. No caso das rochas vulcânicas que ocorrem nas unidades Inferior e Superior é notória uma significativa dispersão dos dados. Embora se tenha tentado seleccionar amostras de textura afanítica ou com uma proporção reduzida de fenocristais (< 10 - 15% do volume da rocha), por forma a assegurar que fossem tanto quanto possível representativas de líquidos magmáticos, nem sempre tal foi possível. Por conseguinte, a ocorrência de acumulação de fenocristais em algumas amostras poderá justificar essa dispersão.

Para a Unidade Intermédia, a Fig. 6.5 põe em clara evidência a existência de dois grupos de sienitos nefelínicos, sendo o Grupo II claramente mais evoluído. O decréscimo progressivo dos valores de MgO culmina nos sienitos nefelínicos pertencentes ao Grupo II, onde atingem mínimos de 0.08 wt.% consistente com a sua natureza diferenciada. De facto, a SiO₂ vai aumentando progressivamente desde as rochas ultramáficas e máficas, passando pelos sienitos nefelínicos do Grupo I até aos sienitos nefelínicos do Grupo II, que é o grupo litológico onde o MgO atinge a mais baixa concentração (0.08 wt.%). A considerável dispersão de dados que se observa praticamente para todos os elementos deve-se acima de tudo ao carácter cumulado das amostras.

⁶⁸ Um dos tipos de diagramas de variação mais utilizados na petrologia ígnea. Na concepção de Harker (1909), a abundância relativa (em wt.%) do óxido constituinte é projectado contra o SiO₂ (em abcissa) como índice de evolução magmática.



6. Geoquímica elemental e isotópica (Sr-Nb-Pb)



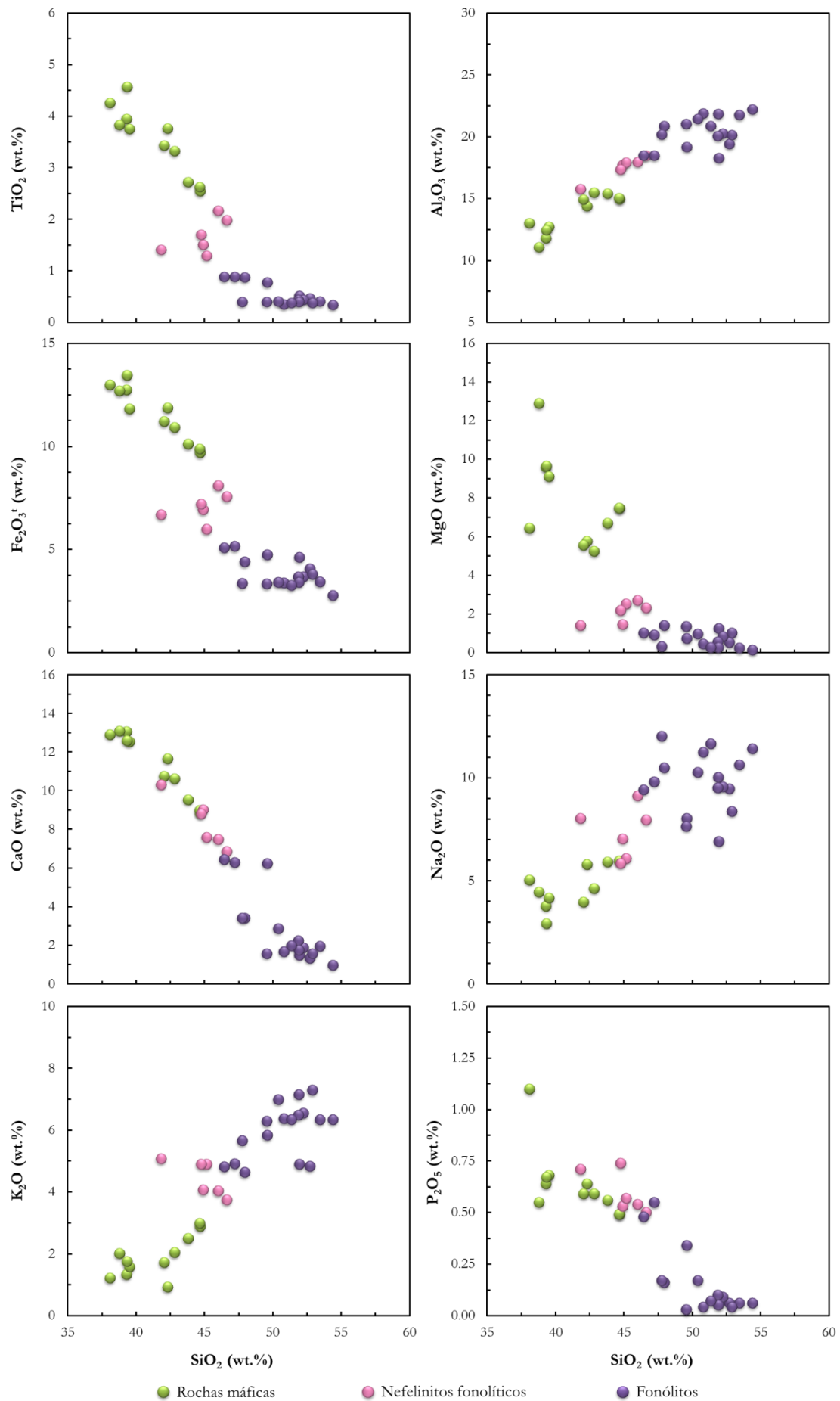


Fig. 6.5 (páginas anteriores) - Variação da concentração dos elementos maiores em função da concentração de SiO₂ para as rochas máficas e félsicas da Ilha Brava.

Na Unidade Superior, para além da manifesta dispersão que está patente na quase totalidade das projecções, também se verifica uma descontinuidade naquilo que, numa primeira análise, poderia ser considerado como curvas de evolução magmática. Este comportamento, associado a alguma sobreposição de abundâncias em SiO₂ entre os termos mais máficos e alguns félsicos, põe desde logo em causa a actuação dos processos de cristalização fraccionada como únicos responsáveis pela variabilidade composicional destes magmas.

Como se verá mais adiante, com recurso aos elementos traço compatíveis e incompatíveis (subcapítulo 6.3.3), os vários litótipos que constituem a Unidade Superior não podem ser vistos como pertencentes a uma única série magmática cogenética, o que é também suportado por constrangimentos isotópicos (subcapítulo 6.4).

6.3.3. Geoquímica dos elementos traço

6.3.3.1. Comportamento geoquímico dos elementos traço

A distribuição dos elementos traço entre as fases líquida e cristalina é descrita por um coeficiente de partição D , o qual se define muito simplesmente como a razão entre duas concentrações em equilíbrio químico (Beattie et al., 1993):

$$D_i^{\text{sol/liq}} = \frac{C_i^{\text{sol}}}{C_i^{\text{liq}}} \quad \text{Eq. 6.1}$$

onde $D_i^{\text{sol/liq}}$ é o coeficiente de partição do elemento i entre a fase sólida (sol) e o líquido (liq), e C_i^{sol} e C_i^{liq} são as concentrações (em ppm) do mesmo elemento nas fases sólida e líquida, respectivamente, em equilíbrio.

Os coeficientes de partição dependem de factores intrínsecos a cada elemento, como a carga e o raio iónico, de variáveis intensivas como a temperatura e pressão, e ainda da composição do líquido. Se as características atómicas intrínsecas do elemento traço forem significativamente distintas das dos átomos dos elementos maiores a substituir na estrutura cristalina do mineral, esse elemento comporta-se como incompatível e tenderá a permanecer

no líquido ($D < 1$). Pelo contrário, se as propriedades químicas forem próximas, o elemento comporta-se como compatível incorporando preferencialmente a estrutura do cristal ($D > 1$) e tornando-se numa ferramenta importante para a detecção de processos onde estejam envolvidas essas fases minerais.

Em complemento, os elementos incompatíveis são usualmente subdivididos em dois grupos tendo em atenção a carga e o raio iónico, cuja razão define o potencial iónico, característica que determina em grande medida a mobilidade dos elementos em presença de fluidos aquosos.

Do grupo dos elementos de alto potencial iónico (HFSE)⁶⁹ fazem parte os átomos com pequeno raio iónico mas com carga elevada, condicionando assim o estabelecimento do balanço de cargas, razão pela qual dificilmente se encaixam na estrutura dos minerais mais comuns. São eles o Ti, Zr, Hf, Nb, Ta, Y, Th, P e as REE⁷⁰ (Pearce, 1983). Estes elementos estão normalmente concentrados em fases acessórias como a esfena, o zircão e a apatite, e são relativamente imóveis durante processos que envolvem fluidos aquosos.

Os elementos litófilos de grande raio iónico (LILE)⁷¹, como sejam o K, Rb, Cs, Sr, Ba, Pb e o Eu, são, como o nome indica, átomos de grandes dimensões mas baixo potencial iónico. A sua tendência é para se concentrarem preferencialmente no líquido até que uma fase mineral específica com posições cristalográficas dimensionalmente adequadas para os acomodar comece a cristalizar. Outra característica que os distingue dos HFSE é o facto de serem facilmente remobilizados por fluidos aquosos, tornando este grupo mais susceptível aos processos de alteração e metassomatismo, o que, por exemplo, lhes confere um papel significativo durante os processos de desidratação das placas subductantes, com consequências ao nível do quimismo dos magmas orogénicos (e.g., Pearce, 1982).

A abundância em elementos traço cujos coeficientes de partição são muito baixos pode oscilar em várias ordens de magnitude no líquido magmático, dependendo do grau de fusão da fonte (F)⁷² e da percentagem de cristalização $(1 - F)$ ⁷³ entretanto ocorrida. Quanto mais baixo for o valor de F maior será a concentração de elementos incompatíveis no magma.

⁶⁹ Na literatura inglesa, “*High Field Strength Elements*” (HFSE).

⁷⁰ “*Rare Earth Elements*”; em português, elementos do grupo das terras raras. Por questão de uniformidade com a literatura inglesa, ao longo deste trabalho será empregue o acrónimo REE. A mesma razão justifica o uso dos acrónimos LREE (“*Light Rare Earth Elements*”) para os elementos das terras raras leves (do La ao Pm), MREE (“*Medium Rare Earth Elements*”) para os elementos das terras raras médias (do Sm ao Ho) e HREE (“*Heavy Rare Earth Elements*”) para os elementos das terras raras pesadas (do Er ao Lu) (Rollinson, 1993).

⁷¹ Na literatura inglesa, “*Large Ion Lithophile Elements*” (LILE).

⁷² F é a fracção, em peso, de líquido magmático produzido num processo de fusão parcial.

⁷³ F neste caso representa a fracção de magma não cristalizado.

6.3.3.2. Elementos traço compatíveis

Alguns elementos traço, por possuírem carga e raio iónico similares aos que caracterizam os elementos constituintes estequiométricos dos minerais, têm a capacidade de substituí-los e passar a integrar a estrutura cristalina de alguns deles. Como consequência, numa situação de equilíbrio sólido-líquido têm maior afinidade pela fase sólida, sendo, portanto, compatíveis, i.e., $D > 1$. Como tal, no decurso dos processos de cristalização fraccionada as suas concentrações no líquido magmático residual tendem a diminuir a partir do momento em que se dá a fraccionação de tais minerais.

Em diagramas onde se projectam elementos compatíveis em função de um índice de evolução magmática, como seja o MgO, é expectável que se desenvolvam boas correlações, que nos casos em que aquele elemento é usado, serão positivas retratando a concomitante diminuição daqueles elementos com a progressão da diferenciação. No caso das amostras pertencentes às diferentes unidades vulcastratigráficas da Ilha Brava, observam-se correlações positivas ainda que, regra geral, fracas (Figs. 6.6, 6.7e 6.8).

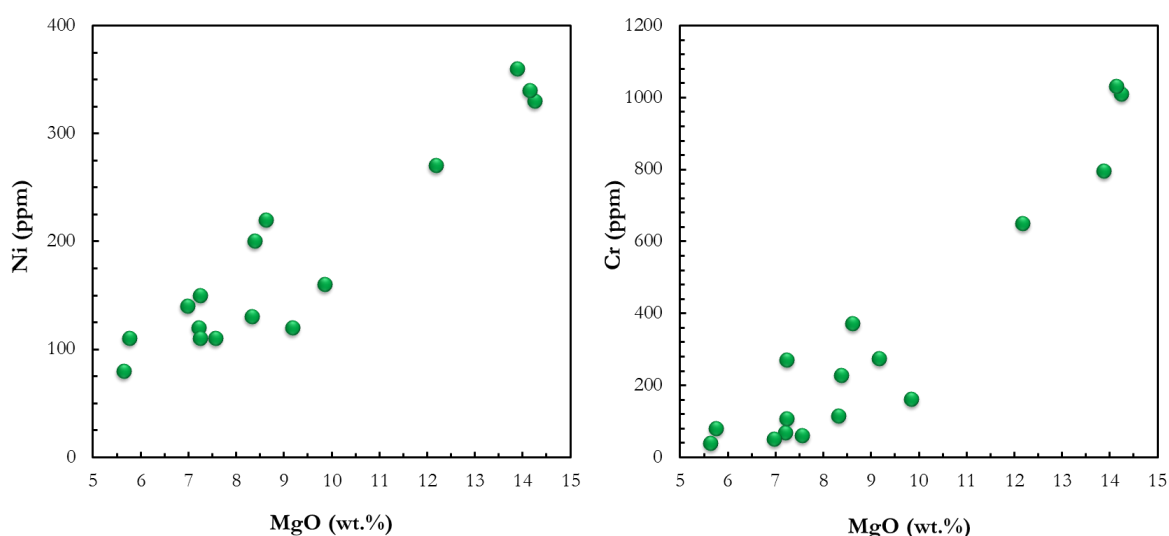


Fig. 6.6 - Variação com o teor em MgO da concentração dos elementos considerados compatíveis (Ni: $R = 0.94$, Cr: $R = 0.95$) com as fases minerais envolvidas nos processos de cristalização fraccionada que deram origem às rochas máficas da Unidade Inferior.

Nos litótipos mais evoluídos (sienitos nefelínicos e fonólitos), os teores de Ni e Cr são, regra geral, muito baixos, quase sempre contabilizados abaixo do limite de detecção. Se no caso das rochas vulcânicas existem termos que pelos seus teores em Ni poderão ser

considerados, em primeira aproximação, como representativos de magmas primários⁷⁴ (Unidade Inferior) ou primitivos⁷⁵ (Unidade Superior), é interessante verificar que no caso da Unidade Intermédia, mesmo os termos menos evoluídos (piroxenitos e melteigitos) se caracterizam por teores em Ni abaixo do limite de detecção (20 ppm).

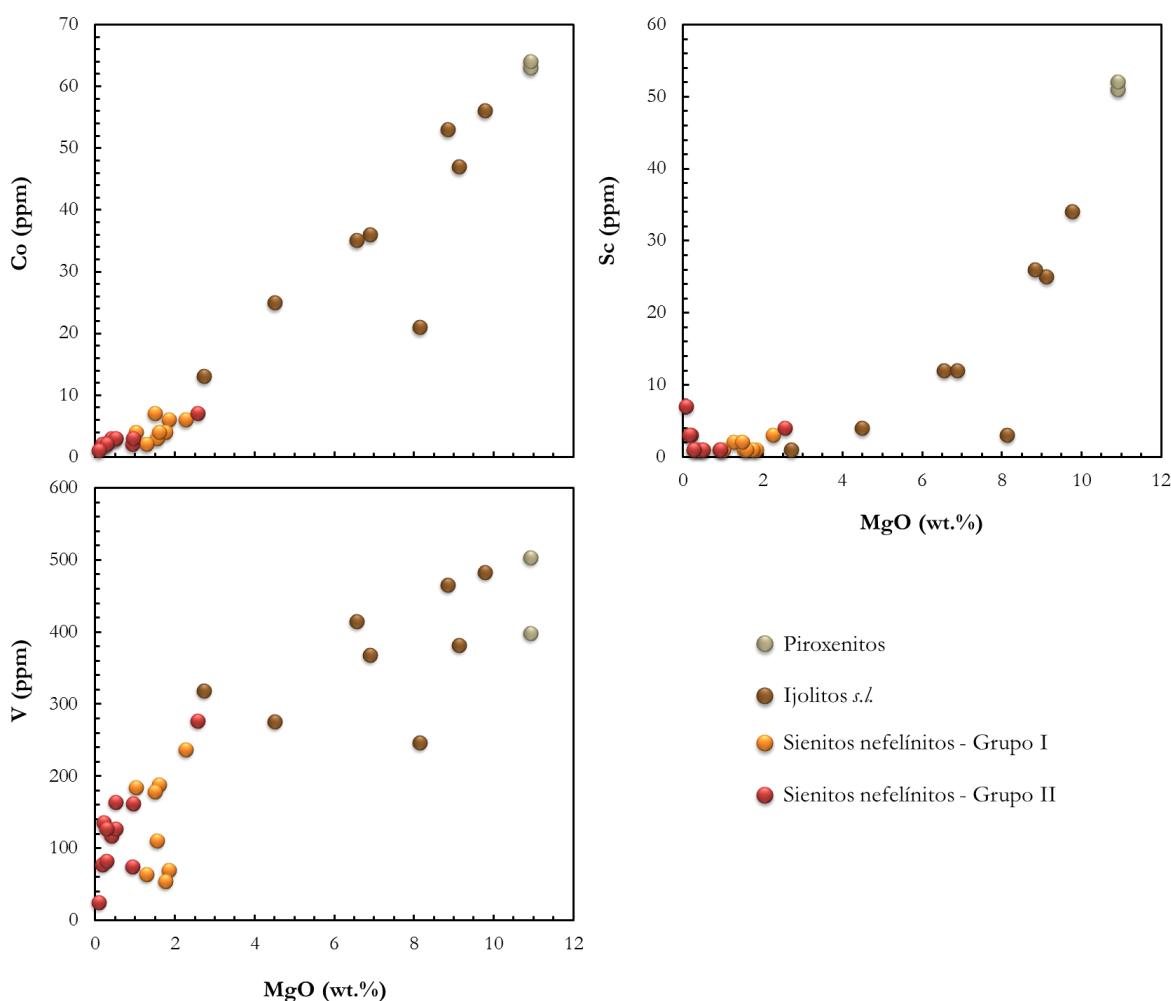


Fig. 6.7 - Variação com o teor em MgO da concentração dos elementos considerados compatíveis (Co: $R = 0.97$, Sc: $R = 0.88$, V: $R = 0.89$) com as fases minerais envolvidas nos processos de cristalização fraccionada que deram origem às rochas máficas e félsicas da Unidade Intermédia. Nestas amostras, o Ni está quase sempre abaixo do limite de detecção (ver Anexo IV.3), razão pela qual não foi aqui projectado.

⁷⁴ Magma primário: magma gerado por fusão parcial de peridotito mantélico cuja composição não foi posteriormente modificada por processos de diferenciação/contaminação durante o seu transporte para a superfície. Ver nota infrapaginal 66.

⁷⁵ Magma primitivo: magma cuja composição foi minimamente modificada por processos de diferenciação.

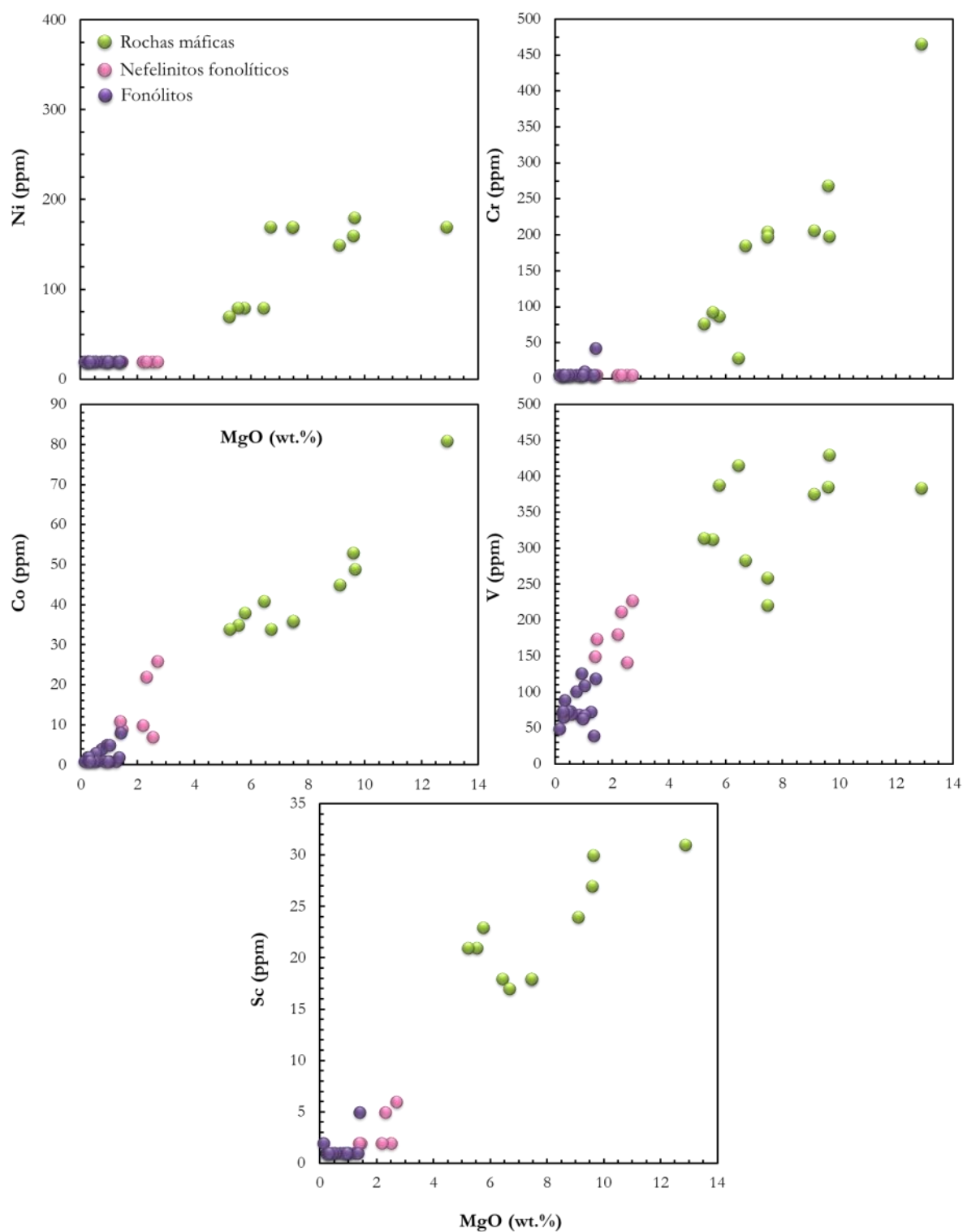


Fig. 6.8 - Variação com o teor em MgO da concentração dos elementos considerados compatíveis (rochas máficas, Cr: $R = 0.92$, Sc: $R = 0.77$; rochas máficas e félsicas, Co: $R = 0.97$, V: $R = 0.90$) com as fases minerais envolvidas nos processos de evolução magmática que explicam parte da variabilidade química da Unidade Superior.

6.3.3.3. Elementos traço incompatíveis e diagramas multi-elementares (*spidergrams*)

Nas Figs. 6.9, 6.10 e 6.11 encontram-se representados os padrões de elementos traço que caracterizam as principais litologias das três unidades vulcanoestratigráficas da Ilha Brava, normalizados para a composição do manto primitivo⁷⁶ (Palme & O'Neill, 2003). No geral, e principalmente no que toca as rochas vulcânicas básicas e ultrabásicas, observa-se um elevado grau de enriquecimento em elementos traço incompatíveis à semelhança do que acontece nas outras ilhas do arquipélago cabo-verdiano (e.g., Gerlach et al., 1988; Davies et al., 1989; Doucelance et al., 2003; Martins, 2003; Escrig et al., 2005; Holm et al., 2006; Millet et al., 2008; Barker et al., 2009; Barker et al., 2010; Martins et al., 2010). Aliás, esse enriquecimento é testemunhado não só pelas litologias de Cabo Verde mas também das Canárias; já o mesmo não acontece com as amostras dos arquipélagos da Madeira e Açores. Uma característica comum àqueles dois primeiros arquipélagos é a espessa litosfera sobre a qual as suas ilhas assentam, razão que permite justificar, em parte, o enriquecimento em elementos traço incompatíveis observado. Ao assumir que a produção de magma em ambiente intraplaca ocorre no manto sublitosférico por descompressão adiabática implica que os basaltos das ilhas oceânicas associados a litosfera espessa assim gerados apresentem assinaturas geoquímicas características de condições de elevada pressão e baixos graus de fusão parcial, ou seja, evidenciando um forte enriquecimento em elementos traço incompatíveis (Ellam, 1992; Humphreys & Niu, 2009; ver também subcapítulo 6.5.1 e Eqs. 6.2 e 6.4 mais adiante neste capítulo).

As lavas e filões máficos da Unidade Inferior caracterizam-se por pronunciadas anomalias negativas de K (com valores de K/K^{*77} entre 0.27 e 0.79) e enriquecimentos significativos de Nb e Ta relativamente aos elementos das terras raras leves (LREE⁷⁸) e aos LILE (e.g., Ba e Rb). Tal se reflecte nos valores das razões Ba/Nb ($\bar{x} = 7.35 \pm 1.22$) e K/Nb ($\bar{x} = 138 \pm 10$) das amostras consideradas mais primitivas ($Mg\# > 57$, $Ni > 120$ ppm), significativamente abaixo dos valores reportados para o manto primitivo (11.48 e 442, respectivamente; Palme & O'Neill, 2003).

⁷⁶ O “manto primitivo” ou “manto primordial” (também *Bulk Silicate Earth*, na literatura inglesa) corresponde a um reservatório hipotético com a composição do manto terrestre depois da segregação do núcleo e antes dos processos de diferenciação que deram origem à crosta, hidrosfera e atmosfera (Rollinson, 1993).

⁷⁷ $K/K^* = K_N / \sqrt{Th_N \cdot Ta_N}$ (Le Roex et al., 2003).

⁷⁸ Ver nota infrapaginal nº 70.

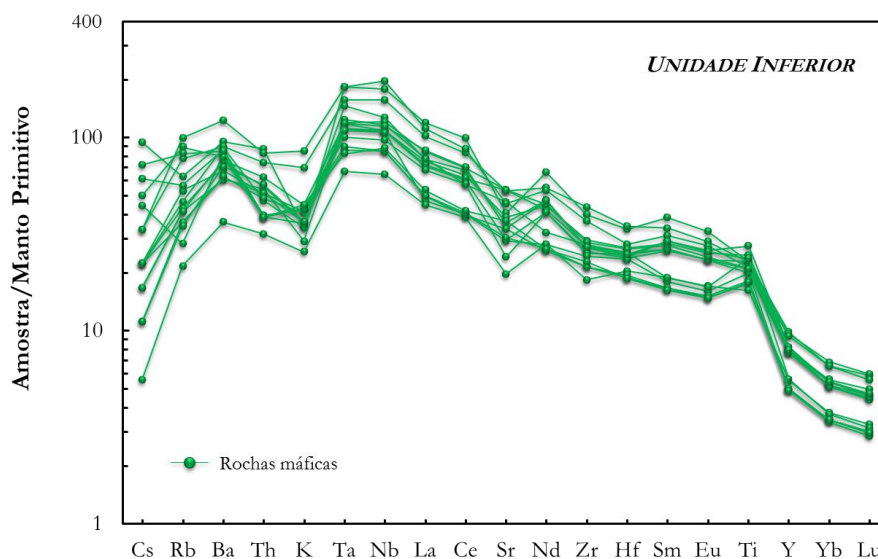


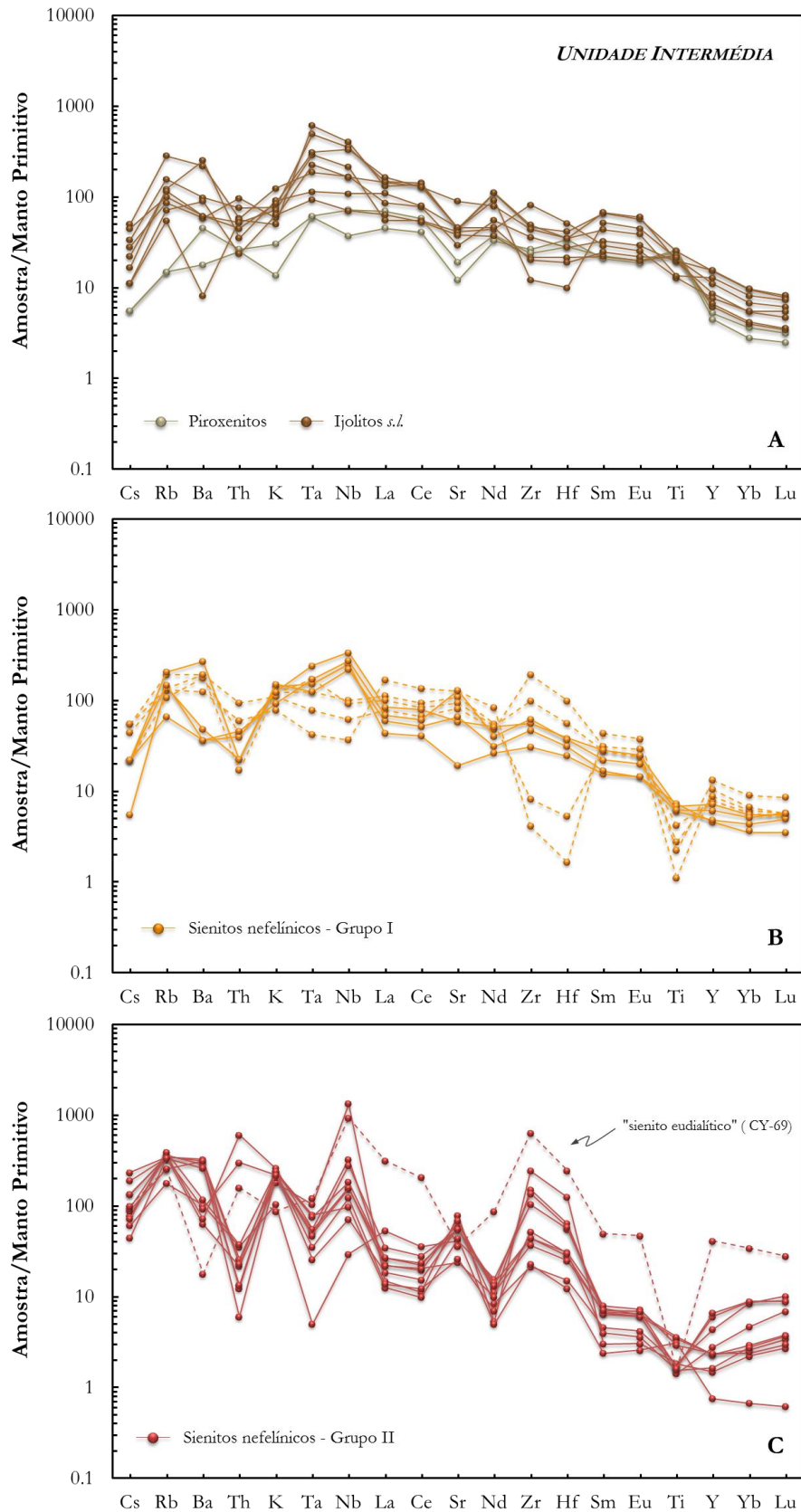
Fig. 6.9 - Padrões de elementos traço incompatíveis apresentados pelas rochas máficas da Unidade Inferior, normalizados para o manto primitivo (Palme & O'Neill, 2003). O grau de incompatibilidade dos elementos aqui considerados aumenta da direita para a esquerda ($D_{La} > D_{Cs}$).

No que concerne às rochas plutónicas da Unidade Intermédia, há que ter presente que a sua composição elementar muito dificilmente pode ser considerada como representativa da composição de líquidos magmáticos devido à acção dos processos de acumulação de cristais já referidos anteriormente. Aliás, a natureza acumulada destas litologias reflecte-se nos padrões de abundâncias dos seus elementos traço (Fig. 6.10).

Considerando primeiramente as rochas silicatadas, os termos menos diferenciados (i.e., os piroxenitos e ijolitos *s.l.*) apresentam padrões semelhantes entre si principalmente no que diz respeito aos elementos traço menos incompatíveis. Todavia, os clinopiroxenitos tendem a ser menos enriquecidos que os ijolitos *s.l.* para a esmagadora maioria dos elementos considerados, o que é explicável por uma maior importância que os processos de acumulação tiveram na génese dos piroxenitos. De uma forma geral, nestes dois tipos de rochas, observam-se enriquecimentos relativos em Rb, Nb, Ta, Nd e alguns MREE (Sm e Eu) e depleções em Sr, Zr, Hf e HREE.

Os enriquecimentos em Nb e Ta podem estar relacionados com a acumulação de esfena naquelas rochas enquanto os elevados teores em MREE podem ser atribuídos à presença de apatite, o que está de acordo com o carácter compatível daqueles elementos na fase mineral referida (e.g., Chakhmouradian, 2006; Klemme & Dalpe, 2003). A ocorrência de mica justifica a ligeira anomalia positiva de Rb face ao Ba nos ijolitos *s.l.*, estando ausente nos clinopiroxenitos onde esta fase não foi identificada. A anomalia negativa que se observa para o

Sr pode ser explicada pela ausência, nestas rochas, de plagioclase, ainda que as apatites analisadas contenham teores apreciáveis desse elemento.



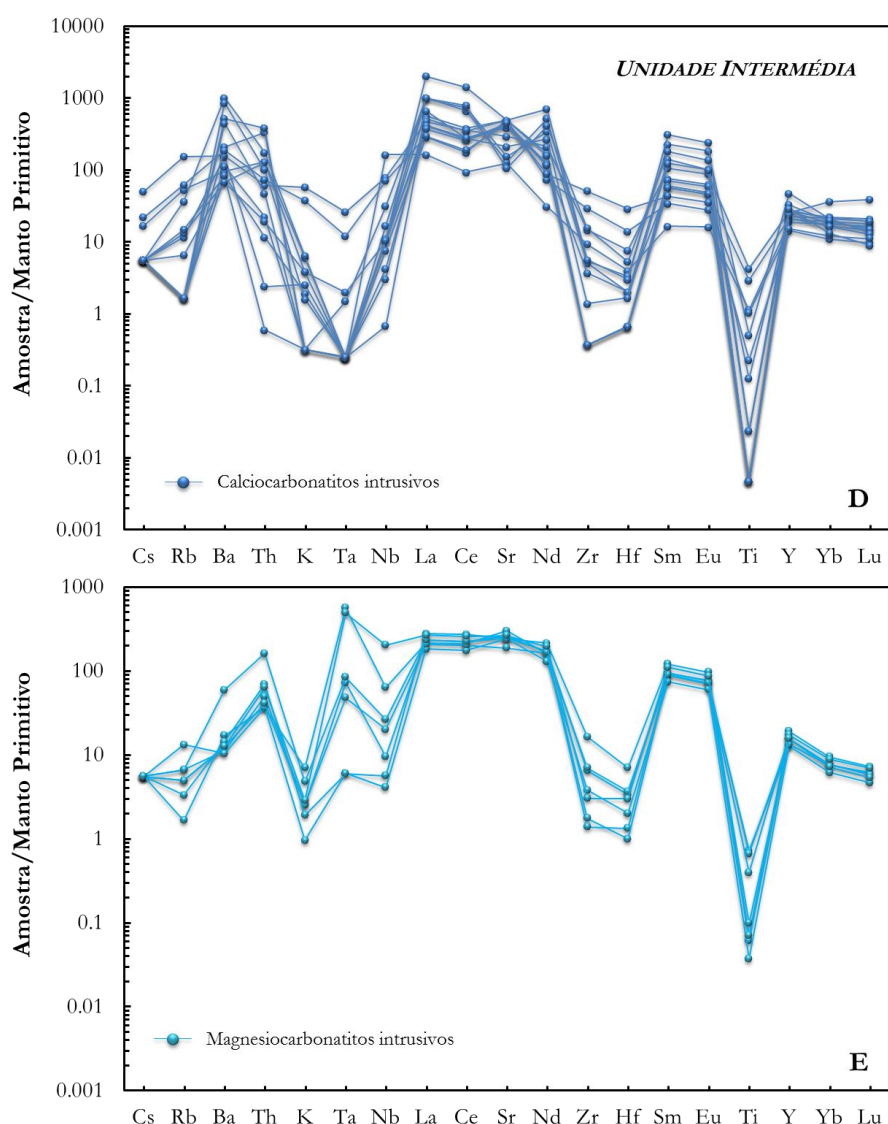


Fig. 6.10 - Padrões de elementos traço incompatíveis desenvolvidos pelas rochas plutônicas silicatadas (diagramas A a C) e carbonatíticas (diagramas D e E) da Unidade Intermédia, normalizados para o manto primitivo (Palme & O'Neill, 2003). As amostras de sienitos nefelínicos do Grupo I representadas a tracejado apresentam razões $Ta/Nb > 1$, enquanto as demais caracterizam-se por razões $Ta/Nb < 1$. A amostra CY-69 apresenta um padrão distinto dos demais o que é justificado pela enorme abundância de eudialite que esta rocha contém. Chama-se a atenção que os diagramas das rochas silicatadas e carbonatíticas não estão representados na mesma escala.

Num cômputo geral, os padrões de elementos traço incompatíveis apresentados pelos sienitos nefelínicos do Grupo I tendem a sobrepor-se aos definidos pelos piroxenitos e ijolitos *s.l.*, com exceção do Ti para o qual o empobrecimento é notório. Para um número considerável de amostras, no entanto, observa-se um ligeiro enriquecimento em Rb e K. Relativamente às amostras pertencentes ao Grupo II, para além das características que partilham com as do Grupo I, mostram ainda depleções mais ou menos acentuadas em Y e

nos elementos do grupo das terras raras leves e médias (LREE e MREE) quando confrontadas com os termos máficos da mesma unidade. Face a estes últimos, ambos os grupos apresentam anomalias opostas em Sr e Nd.

No que concerne, em particular, aos sienitos nefelínicos do Grupo I, as amostras recolhidas em Porto dos Ferreiros⁷⁹ tendem a apresentar padrões de elementos traço incompatíveis algo distintos das demais amostras que constituem o mesmo subgrupo litológico. Senão, veja-se a Fig. 6.10B: comparativamente com os restantes sienitos nefelínicos, estas amostras (representadas a tracejado) apresentam acentuada depleção em Ti e um comportamento divergente do Zr-Hf em relação aos seus elementos vizinhos (Nd e Sm) afectando metade das mesmas. Curiosamente, o intenso empobrecimento em Zr-Hf e Ti que aqui se observa só é partilhado pelos carbonatitos intrusivos contemporâneos; por sua vez, razões Nb/Ta normalizadas para o manto primitivo inferiores a 1 são um traço comum entre estes sienitos nefelínicos e a variante magnesiânica das rochas carbonatíticas.

Os litótipos que definem o Grupo II caracterizam-se, grosso modo, por anomalias positivas acentuadas em LILE (Rb, K e Sr) e alguns HFSE (Nb, Zr e Hf) e forte depleção em Ta e REE. Este comportamento pode ser explicado pela fraccionação de apatite (REE), fase esta que pode ser encontrada esporadicamente nestas rochas, e acumulação de feldspato potássico e nefelina (LILE). O facto do Ta se encontrar empobrecido relativamente ao Nb é justificado pela fraccionação prévia de minerais ricos neste elemento (perovskite e, em menor grau, a esfena). O extremo enriquecimento em Zr e Hf é justificado pela presença pontual de zircão. Poderia também ser sintomático da acumulação de esfena, dada a compatibilidade que demonstram com este mineral. No entanto, a ausência de um mesmo enriquecimento em Ti e a fraca representatividade que tal silicato apresenta nas amostras estudadas invalidam tal hipótese.

Refira-se ainda a amostra CY-69, cujo padrão multi-elementar se destaca claramente dos demais pelo assinalável enriquecimento em HFSE, REE e Y que apresenta. A fase mineral repositória destes elementos na rocha em questão é a eudialite (Olivo & Williams-Jones, 1999; Marks et al., 2008), não fosse este um constituinte principal da mesma.

No seu conjunto, os padrões de elementos traço incompatíveis apresentados pelas rochas silicatadas que fazem parte da Unidade Intermédia são congruentes, em linhas gerais, com um processo de cristalização fraccionada, como, de resto, já foi considerado como uma hipótese plausível para estes magmas.

⁷⁹ Onde, lembre-se, afloram também os carbonatitos magnesianos.

Os calcio- e magnesiocarbonatitos intrusivos, tal como o demonstram as Figs. 6.10D e E, apresentam padrões de elementos incompatíveis bastantes semelhantes entre si, com excepção do Ba, que é mais abundante nos termos calcíticos, e do Ta, cujos teores são mais elevados nos termos magnesianos. No global, estas rochas caracterizam-se, por um lado, por fortes anomalias negativas em alguns LILE (Cs, Rb, K) e HFSE (Nb, Zr, Hf e Ti) e, por outro, por enriquecimentos acentuados em REE, Y e Sr.

Quando se traçam comparações entre as rochas silicatadas mais evoluídas e as rochas carbonatíticas é clara a relação de complementaridade entre as anomalias elementares mais pronunciadas. Dessa forma, as anomalias positivas de Nb-Ta e Zr-Hf encontradas nos litótipos silicatados contrapõe as fortes anomalias negativas destes elementos nos carbonatitos. O contrário acontece com os elementos do grupo das terras raras, o Y e o Sr. Este tipo de contraste geoquímico é sintomático de processos de imiscibilidade líquida, onde uma parte dos elementos incompatíveis mostram preferência pela fase silicatada enquanto a outra demonstra afinidade pela fase carbonatada (e.g., Hamilton et al., 1989; Veksler et al., 1998). Como se verá mais adiante (subcapítulo 6.5.4.1), este é o processo pelo qual os carbonatitos calcíticos da Ilha Brava tiveram origem.

Comparativamente com os seus equivalentes mais antigos, as lavas e filões máficos da Unidade Superior se destacam por enriquecimentos em Ba e fracas anomalias negativas em K (Fig. 6.11), tal como o demonstram os mais baixos valores de Ba/Nb e K/Nb obtidos para as amostras mais primitivas ($\bar{x} = 10.95 \pm 3.12$ vs. 7.35 ± 1.22 e $\bar{x} = 203 \pm 62$ vs. 138 ± 10 , respectivamente).

No que respeita às rochas félsicas desta unidade, mais do que uma discriminação por tipo litológico, o diagrama da Fig. 6.11B mostra claramente dois conjuntos de amostras que se individualizam pelas suas abundâncias em elementos traço menos incompatíveis (ver também Fig. 6.12). Estes subgrupos são coincidentes com os já definidos anteriormente com base na petrografia e química mineral (Capítulo 5), permitindo uma subdivisão de certa forma semelhante a que anteriormente foi estabelecida para os sienitos nefelínicos da Unidade Intermédia (ver Fig. 6.10). Os dois grupos definidos por estas rochas plutónicas, lembre-se, distinguem-se petrograficamente pelas maiores abundâncias de carbonatos primários no caso do Grupo I e quimicamente pelo carácter mais diferenciado do Grupo II.

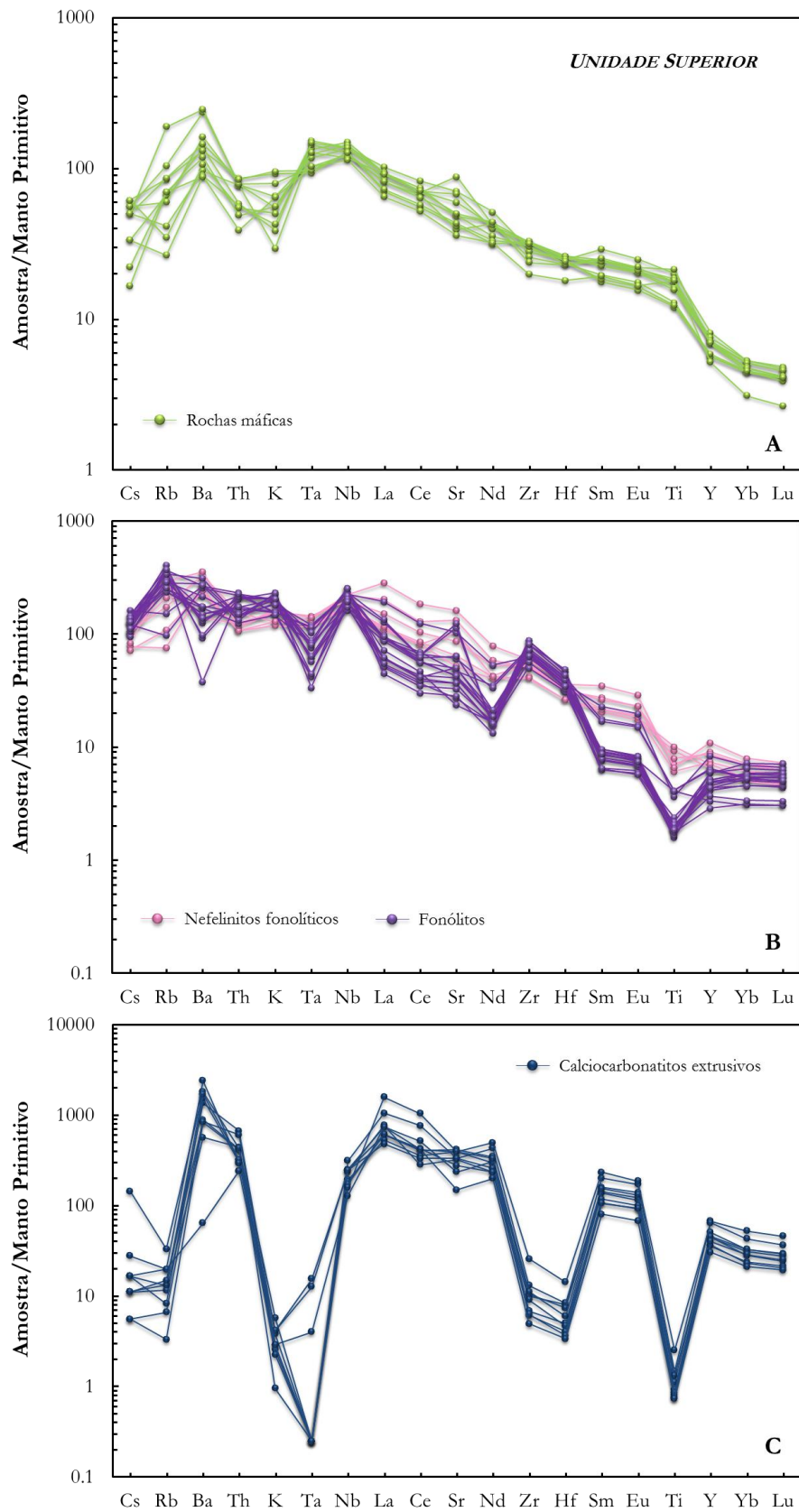


Fig. 6.11 - Padrões de elementos traço incompatíveis caracterizando as rochas vulcânicas silicatadas (A e B) e carbonatíticas (C) da Unidade Superior, normalizados para o manto primitivo (Palme & O'Neill, 2003). Os diagramas das rochas silicatadas e carbonatíticas não estão representados na mesma escala.

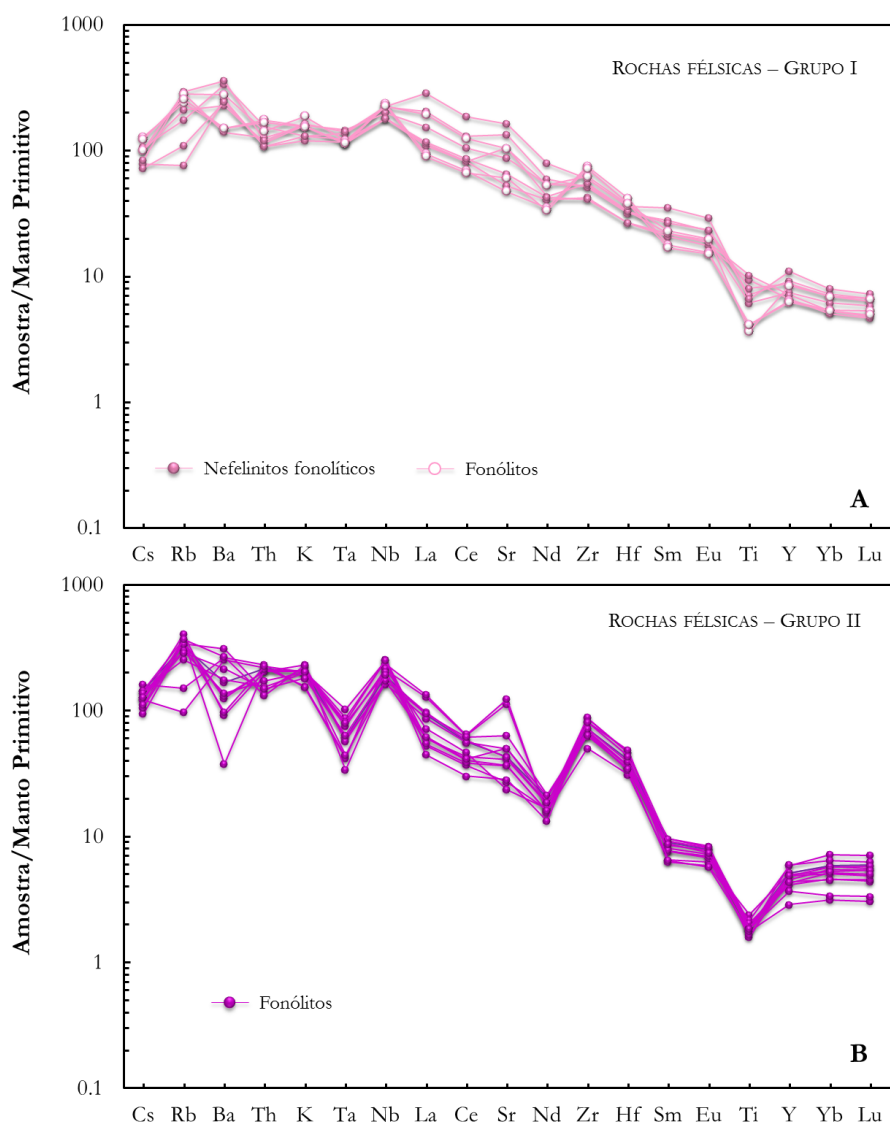


Fig. 6.12 - Padrões de elementos traço incompatíveis caracterizando as rochas félsicas pertencentes ao Grupo I (A) e Grupo II (B) da Unidade Superior, normalizados para o manto primitivo (Palme & O'Neill, 2003). O Grupo I inclui as amostras CY-15, CY-30, CY-81, CY-138, CY-197, CY-198, CY-205, CY-215 e CY-264; o Grupo II as restantes (ver Anexo IV.3).

Comparativamente às rochas máficas contemporâneas, as rochas félsicas do Grupo I apresentam enriquecimentos em todos os elementos com exceção do Ti, relativamente ao qual estão nitidamente mais empobrecidas, e do Ta, Nd e MREE, cujas abundâncias se sobrepõem. Traçando agora uma comparação com as amostras do Grupo II, que também constituem os termos silicatados mais diferenciados que afloram nesta unidade, observa-se uma maior heterogeneidade composicional com sobreposição dos teores de Ba, Sr, LREE e HREE, com os fonólitos do Grupo II destacando-se pelas anomalias positivas de Rb, Nb, Zr e Hf e significativas anomalias negativas de Nd, Ta e Ti.

Os calciocarbonatitos extrusivos (Fig. 6.11) apresentam padrões relativamente semelhantes aos seus equivalentes plutónicos, distinguindo-se somente pelos seus mais altos teores em Ba, Th e REE associados a depleções menos acentuadas de Ti.

6.3.3.4. Espectro de elementos do grupo das terras raras (REE)

Os elementos do grupo das terras raras são conhecidos por exibirem um comportamento sistemático e coerente nos sistemas magmáticos, reflexo da similaridade das propriedades químicas e físicas que os caracterizam. Não obstante, inúmeros são os processos petrológicos e mineralógicos que se têm demonstrado capazes de fraccionar estes elementos, o que acontece devido à multiplicidade tipológica e dimensional dos poliedros de coordenação catiónica na rede cristalina dos minerais formadores das rochas (Henderson, 1984).

Nas Figs. 6.13-6.17 encontram-se representados os padrões de terras raras para as litologias das três unidades vulcanoestratigráficas da Ilha Brava, normalizados para a composição dos meteoritos condriticos (CI)⁸⁰ (Palme & O'Neill, 2003). Contrastando com os padrões multi-elementares discutidos anteriormente, as amostras em estudo apresentam, regra geral, uma grande homogeneidade composicional em termos dos elementos do grupo das terras raras. Indiscutível é também o carácter enriquecido e fraccionado de todos os padrões relativamente aos condritos, observando-se invariavelmente um enriquecimento em elementos das terras raras leves (LREE) face às mais pesadas (HREE).

As lavas e filões máficos que constituem a Unidade Inferior apresentam-se cerca de 125 a 330 vezes mais enriquecidos em LREE do que os condritos (Fig. 6.13). A fraccionação entre as terras raras leves (LREE) e pesadas (HREE) verificada nestas amostras é também notória, traduzindo-se por valores de $(La/Yb)_n$ oscilantes entre 12.23 e 20.87. Deste conjunto de amostras, cinco se destacam pelos seus mais baixos teores em terras raras, sendo que o enriquecimento em LREE face aos valores condriticos não chega a 150 vezes. Como se verá

⁸⁰ A razão que justifica a escolha dos condritos CI como padrão de referência comum segundo o qual é feita a normalização dos elementos do grupo das terras raras que constituem as rochas terrestres tem a ver com o facto destes materiais serem considerados representantes relativamente não fraccionados do sistema solar com origem no processo de nucleossíntese original, partilhando da mesma história de formação da Terra. No entanto, as concentrações de REE no sistema solar são bastante variáveis devido às diferenças no grau de estabilidade dos núcleos atómicos. Os elementos do grupo das terras raras com números atómicos pares são mais estáveis (e também mais abundantes) do que aqueles com números atómicos ímpares (efeito de Oddo-Harkins; Rollinson, 1993). Ora, este tipo de herança primordial está preservado em todas as amostras terrestres o que torna algo difícil a interpretação dos padrões elementares construídos com base na concentração dos diferentes elementos. Por conseguinte, a normalização condritica tem duas funções: por um lado, suprime a variação de abundâncias entre elementos de números atómicos pares ou ímpares, por outro, permite a identificação de eventuais fraccionações destes elementos relativamente aos meteoritos condriticos (Rollinson, 1993).

mais adiante, estas amostras apresentam um comportamento composicional particular em diversas projecções elementares, o que sugere que a sua origem e/ou evolução se terão dado em condições distintas.

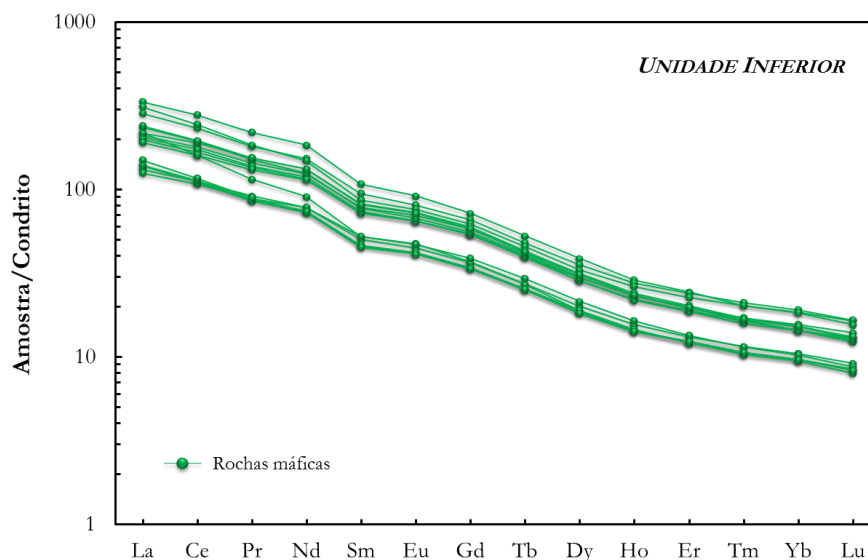


Fig. 6.13 - Padrões de elementos do grupo das terras raras apresentado pelas rochas máficas da Unidade Inferior, normalizados para os condritos (Palme & O'Neill, 2003). Chama-se a atenção para um conjunto de amostras que se destaca por apresentar abundâncias em terras raras mais baixas que as demais aflorantes na mesma unidade vulcanoestratigráfica; são elas: CY-11, CY-25, CY-82, CY-83 e CY-254.

Os padrões de terras raras que caracterizam as rochas máficas e ultramáficas silicatadas da Unidade Intermédia apresentam-se subparalelos e o enriquecimento processa-se no sentido dos litótipos mais diferenciados, o que é sugestivo de comagmatismo (Fig. 6.14A). Posto em termos quantitativos, os piroxenitos chegam a ser até 200 vezes mais enriquecidos em LREE do que os condritos, enquanto nos ijolitos *s.l.* o enriquecimento atinge cerca de 460 vezes os teores que caracterizam aquele material de referência. A fraccionação entre as LREE e HREE nas rochas ultramáficas traduz-se por razões $(La/Yb)_n$ variáveis entre 16.18 e 19.32, valores que se encontram dentro da gama de variação dos ijolitos *s.l.* $[(La/Yb)_n = 9.92 - 26.18]$.

No que concerne às rochas félsicas desta unidade, os dois grupos de sienitos nefelínicos apresentam espectros de terras raras marcadamente distintos entre si. Os padrões desenvolvidos pelas amostras pertencentes ao Grupo I sobrepõem-se claramente aos padrões das rochas máficas contemporâneas (ijolitos *s.l.*). Como tal, o grau de enriquecimento relativo em REE é semelhante em ambos, com os sienitos nefelínicos exibindo teores em LREE até 475 vezes os condritos e valores de $(La/Yb)_n$ entre 11.64 e 19.32 (Fig. 6.14B).

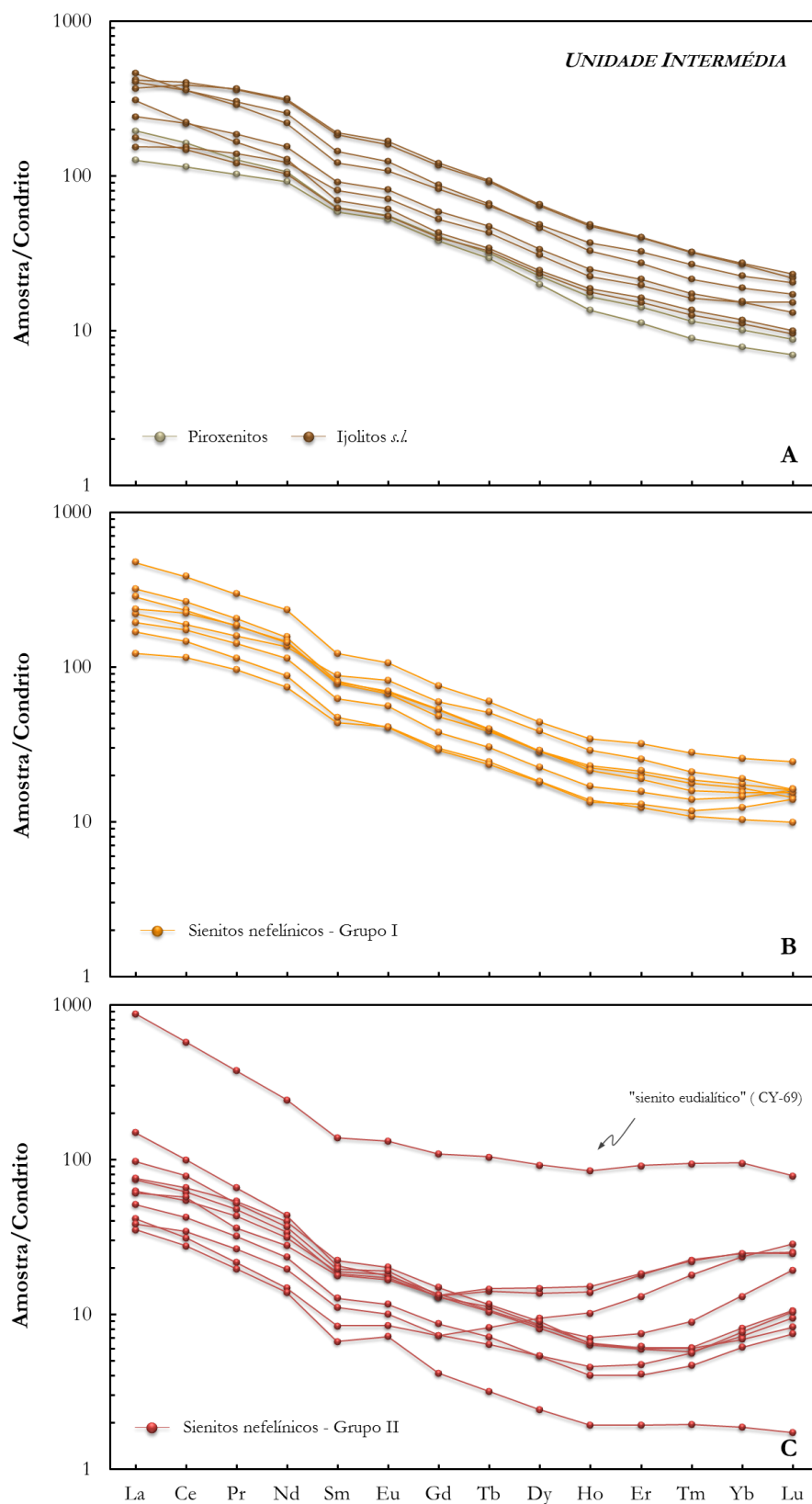


Fig. 6.14 - Padrões de elementos do grupo das terras raras apresentado pelas rochas plutônicas silicatadas da Unidade Intermédia, normalizados para os condritos (Palme & O'Neill, 2003). Sendo a eudialite um importante repositório de elementos das terras raras em rochas alcalinas, facilmente se justifica o carácter enriquecido da amostra CY-69, onde este mineral ocorre com frequência.

Já os sienitos nefelínicos do Grupo II, à exceção da amostra CY-69, são bastante menos enriquecidos em LREE (até 150 vezes a composição condrítica) e MREE comparativamente às litologias descritas anteriormente, mantendo, no entanto, os mesmos níveis de enriquecimento em HREE (Fig. 6.14C). Tal distribuição elementar confere a estas rochas padrões moderadamente côncavos, semelhantes aos descritos por Eby et al. (1998) para os sienitos nefelínicos aflorantes na Província Alcalina de Nyasa, no Malawi. Segundo estes autores, o empobrecimento em MREE observado naquelas rochas poderá estar associado à fraccionação de esfena, fase com a qual este grupo de elementos do grupo das terras raras demonstra ter grande afinidade geoquímica (e.g. Tiepolo et al., 2002).

Relativamente às rochas carbonatíticas que ocorrem nesta unidade, são bastante distintos os espectros de terras raras apresentados pelos termos cálcicos e magnesianos (Fig. 6.15). Desde logo, os calciocarbonatitos exibem conteúdos de LREE e MREE bastante mais variáveis do que de HREE, em oposição ao que se verifica para os magnesiocarbonatitos de composição muito mais homogénea. Fica, no entanto, a ressaltava de que estes últimos afloram somente numa área muito restrita da ilha, o que pode explicar o comportamento geoquímico tão homogéneo que ostentam. Por outro lado, os calciocarbonatitos apresentam padrões côncavos, tendência não observável nos magnesiocarbonatitos.

Traçando uma breve comparação com as rochas silicatadas alcalinas que lhes estão associadas (máficas e félsicas), os calciocarbonatitos são mais enriquecidos em LREE - com teores que podem ser até 6 000 vezes superiores aos valores condríticos - e HREE, havendo uma sobreposição nos conteúdos de MREE entre as litologias referidas. Os sienitos nefelínicos do Grupo II constituem, porém, uma exceção, sendo notoriamente mais empobrecidos na totalidade dos elementos das terras raras relativamente às rochas carbonatíticas. Já para os magnesianos, sendo globalmente mais enriquecidos - com teores em LREE que ultrapassam em cerca de 800 vezes os valores condríticos - apenas se observam sobreposições composicionais com as rochas silicatadas nas HREE, o que é extensível a todos os tipos litológicos máficos e félsicos amostrados.

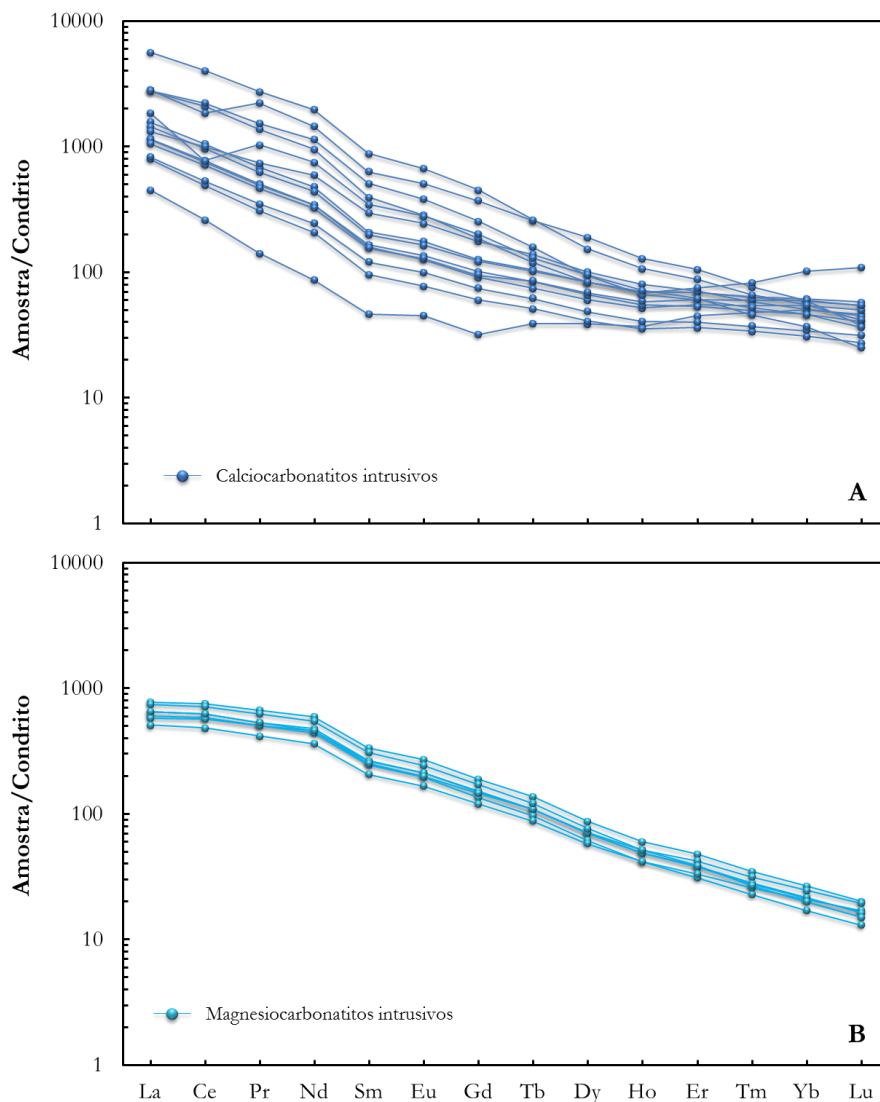


Fig. 6.15 - Padrões de elementos do grupo das terras raras apresentado pelas rochas plutônicas carbonatíticas da Unidade Intermédia, normalizados para o manto primitivo (Palme & O'Neill, 2003). Chama-se a atenção que os diagramas das rochas silicatadas e carbonatíticas não estão representados na mesma escala.

No que diz respeito à Unidade Superior, mantém-se o elevado enriquecimento em REE que se tem vindo a verificar nas unidades mais antigas (Fig. 6.16). Os espectros apresentados pelas rochas máficas que aqui afloram $[(La/Yb)_n = 15.81 - 20.77]$ são em tudo semelhantes aos já descritos para as suas homólogas da Unidade Inferior $[(La/Yb)_n = 12.23 - 20.87]$.

Tal como observado na Unidade Intermédia, também neste caso existe uma sobreposição dos padrões de REE entre as rochas máficas e as pertencentes a um dos grupos de rochas félsicas (Grupo I). Todavia, uma comparação mais atenta permite constatar que, não obstante a equiparação em termos de MREE, as primeiras são nitidamente mais empobrecidas em LREE e HREE que as segundas.

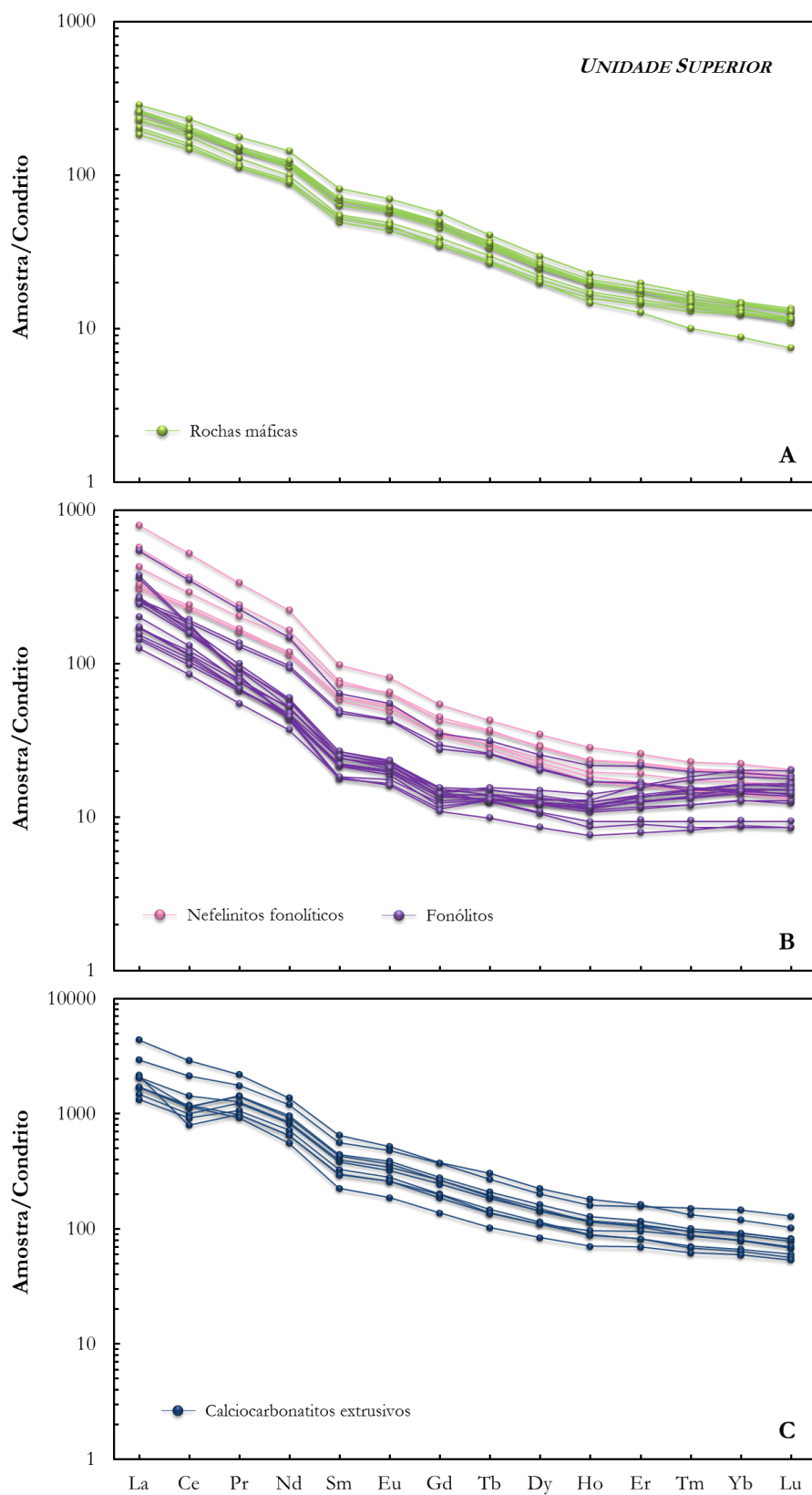


Fig. 6.16 - Padrões de elementos do grupo das terras raras apresentado pelas rochas vulcânicas silicatadas (A e B) e carbonatíticas (C) da Unidade Superior, normalizados para os condritos (Palme & O'Neill, 2003). Os diagramas das rochas silicatadas e carbonatíticas não estão representados na mesma escala.

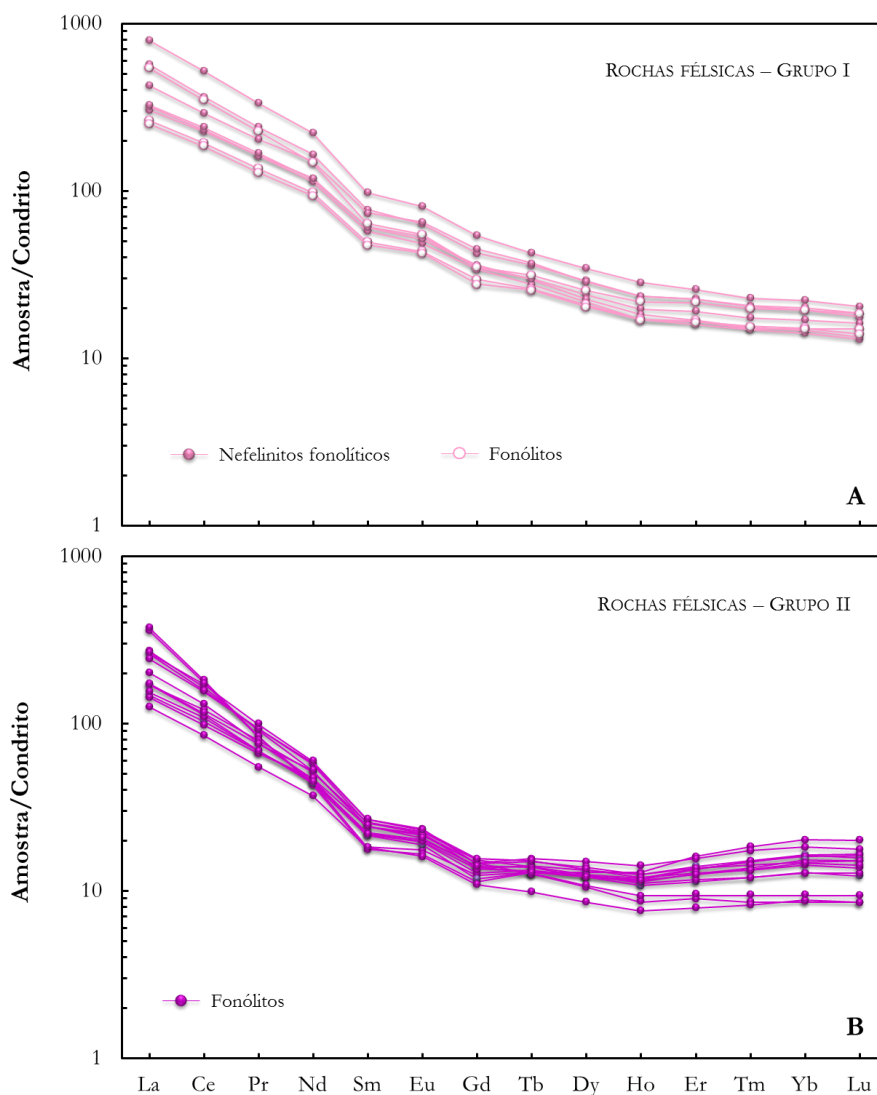


Fig. 6.17 - Padrões de elementos do grupo das terras raras apresentado pelas rochas félsicas pertencentes ao Grupo I (A) e Grupo II (B) da Unidade Superior, normalizados para os condritos (Palme & O'Neill, 2003).

No reforço das diferenças elementares que se tem vindo a destacar para as rochas félsicas da Unidade Superior, também as terras raras têm um grande contributo a dar. Como se pode observar pela Fig. 6.17, os dois grupos litológicos apresentam padrões claramente distintos: o Grupo I caracteriza-se por um maior enriquecimento em LREE (até cerca de 800x o valor condrítico) comparativamente ao Grupo II (até cerca de 400x o valor condrítico). À semelhança do que acontece com os sienitos nefelínicos, os padrões desenvolvidos pelos fonólitos do Grupo II apresentam uma morfologia ligeiramente côncava, reflectindo o seu maior empobrecimento em MREE. Note-se que ainda assim os conteúdos em HREE são semelhantes. Padrões morfologicamente semelhantes foram descritos por Weaver (1990) para nefelinites fonolíticos e fonólitos de Fernando de Noronha.

Os carbonatitos cálcicos desta unidade são bastante mais enriquecidos em terras raras (LREE = 1300-4410x condritos; Fig. 6.16C) que as litologias silicatadas, apresentando padrões similares, subparalelos, aos das rochas máficas. Comparativamente aos seus equivalentes intrusivos, estas rochas são claramente mais homogêneas em termos químicos, sugerindo que os processos de cristalização fraccionada e/ou acumulação tiveram pouco impacto na sua história evolutiva.

6.4. Assinaturas isotópicas de Sr-Nd-Pb

Num ambiente magmático as razões isotópicas de Sr, Nd e Pb permanecem praticamente inalteradas durante os processos de fusão e os eventos subsequentes de cristalização fraccionada. A razão para que tal aconteça deve-se ao facto de cada uma das referidas razões envolver formas distintas de um mesmo elemento⁸¹, caracterizando-se por uma muito pequena diferença de massa (e.g., ²⁰⁴Pb e ²⁰⁶Pb). Por conseguinte, durante um evento de fusão parcial, o magma que daí resulta terá a mesma assinatura isotópica da sua região-fonte⁸². Esta simples constatação revelou-se importante no desenvolvimento da geoquímica isotópica em duas perspectivas distintas: por um lado, cada região-fonte poderia ser reconhecida pela sua assinatura isotópica única, por outro, a mistura entre fontes e/ou magmas com diferentes composições isotópicas poderia ser caracterizada e quantificada (Rollinson, 1993).

Dessa forma, e complementando as informações extraídas da análise das características químicas elementares das principais litologias aflorantes na Brava, a geoquímica isotópica permitirá aceder às possíveis relações petrogenéticas existentes entre as diferentes rochas e unidades estratigráficas e ainda caracterizar a natureza da(s) fonte(s) que lhes deu(ram) origem, a(s) qual(is) pode(m) ser encarada(s) como uma mescla de vários componentes mantélicos.

O estudo isotópico que se encontra descrito em pormenor ao longo deste capítulo centrou-se nos três sistemas radiogénicos clássicos - Rb-Sr, Sm-Nd e U-Th-Pb, para os quais foram efectuadas análises em amostras de rochas silicatadas e carbonatíticas abrangendo as três unidades vulcanoestratigráficas da Brava. Tal, em adição aos isótopos de gases nobres apresentados no Capítulo 7, constitui o mais completo conjunto de dados isotópicos alguma vez obtido para esta ilha cabo-verdiana (Tabela 6.4), para a qual já anteriormente tinham sido

⁸¹ “Isótopo” significa “mesma posição” na tabela periódica, i.e., o mesmo número de protões, ou seja, o mesmo elemento.

⁸² Como se verá no Capítulo 7, tal não é verdadeiro para os pares isotópicos em que a diferença de massa é considerável (e.g., ³He/⁴He).

publicados dados isotópicos: Hoernle et al. (2002) (Sr-Nd-Pb para 2 amostras de carbonatitos), Mata et al. (2010b) (gases nobres para 2 amostras de carbonatitos), Doucelance et al. (2010) (Sr-Nd para 2 amostras de carbonatitos) e Hildner et al. (2011) (Sr-Nd-Pb para 12 amostras de rocha silicatadas). É de realçar que não obstante o último trabalho apresentar um número significativo de análises isotópicas, estas foram usadas pelos autores essencialmente numa óptica de comparação com os dados então obtidos para a vizinha Ilha do Fogo.

Os diferentes elementos, pertinentes para os sistemas isotópicos aqui considerados, possuem propriedades químicas e físicas bastante diversificadas, de tal modo que cada sistema isotópico apresenta maior ou menor sensibilidade consoante o(s) processo(s) petrológico(s) em jogo. Tal como os demais elementos traço anteriormente mencionados, os isótopos-pai e filho podem apresentar comportamentos distintos em situações específicas; consequentemente, ao divergirem no seu grau de compatibilidade permitem que ocorra fraccionação entre eles, que, com o tempo, vem a reflectir-se nas assinaturas isotópicas. Como referência, para os sistemas de interesse neste trabalho, a relação dos coeficientes de partição como medida do grau de afinidade dos elementos envolvidos pelas fases sólidas presentes é a seguinte: $D_{Rb} < D_{Th} < D_U < D_{Pb} < D_{Nd} < (D_{Sr}, D_{Sm})$ (Sun & McDonough, 1989).

O Sr e o Rb comportam-se ambos como elementos incompatíveis. Porém, como $D_{Rb} < D_{Sr}$, o Rb tende, mais do que o Sr, a concentrar-se nos líquidos magmáticos durante a fusão parcial do manto. Consequentemente, um domínio mantélico que tenha sido previamente sujeito a um qualquer evento de extracção magmática caracterizar-se-á por mais baixas razões Rb/Sr, e, portanto, evoluirá no sentido de mais baixas razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ($^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$). O contrário se passa com o sistema Sm-Nd. Sendo $D_{Sm} > D_{Nd}$, é o elemento-pai que tende a ficar retido no resíduo da fusão, imprimindo a este uma alta razão Sm/Nd que, com o tempo, desenvolverá razões isotópicas $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ mais elevadas do que a assinatura original ($^{147}\text{Sm} \rightarrow ^{143}\text{Nd}$).

Tabela 6.4 (página seguinte) - Razões isotópicas de Sr-Nd-Pb determinadas em rochas silicatadas e carbonatíticas da Ilha Brava. Os resultados de Sr e Nd apresentados para as amostras BR-15 e BR-23 são de Doucelance et al. (2010) e foram obtidos no âmbito do projecto PLINT, o mesmo que também subsidiou a presente tese. Os valores que se encontram entre parênteses correspondem aos erros padrão e referem-se aos últimos algarismos significativos. Os valores de $\Delta 6/4$, $\Delta 7/4$ e $\Delta 8/4^{83}$ representam o desvio em relação à *Northern Hemisphere Reference Line* (NHRL; $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 0.1084 (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) + 13.491$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 1.2090 (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) + 15.627$) definida por Hart et al. (1984).

⁸³ $\Delta 6/4 = [(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{medido}} - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}] * 100$, $\Delta 7/4 = [(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{medido}} - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}] * 100$ e $\Delta 8/4 = [(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{medido}} - (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}] * 100$.

6. Geoquímica elementar e isotópica (Sr-Nb-Pb)

	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\Delta 6/4$	$\Delta 7/4$	$\Delta 8/4$
<i>Unidade Inferior</i>								
Rochas máficas								
CY-8	0.703315 (6)	0.512911 (5)	20.017 (1)	15.620 (1)	39.194 (4)	38.11	-4.13	-63.42
CY-11	0.703326 (6)	0.512906 (3)	20.251 (2)	15.645 (2)	39.364 (5)	37.92	-4.11	-74.70
CY-19	0.703315 (6)	0.512903 (5)	19.873 (2)	15.616 (1)	39.153 (4)	27.07	-2.93	-50.06
CY-25	0.703183 (6)	0.512909 (3)	19.634 (2)	15.607 (1)	39.084 (4)	11.57	-1.25	-28.06
CY-82	0.703251 (6)	0.512898 (5)	19.792 (2)	15.611 (2)	39.190 (5)	23.30	-2.53	-36.64
CY-165	0.703402 (7)	0.512915 (5)	19.847 (1)	15.615 (1)	39.131 (3)	24.91	-2.70	-49.18
CY-174	0.703274 (7)	0.512905 (4)	20.020 (1)	15.613 (1)	39.205 (3)	44.74	-4.85	-62.63
<i>Unidade Intermédia</i>								
Sienitos nefelínicos								
CY-39	0.703370 (7)	0.512905 (6)	19.905 (1)	15.631 (5)	39.224 (4)	16.76	-1.82	-46.74
CY-148	0.703354 (7)	0.512912 (8)	19.937 (2)	15.630 (2)	39.216 (5)	20.80	-2.25	-51.47
CY-154	0.703348 (7)	0.512910 (4)	19.947 (2)	15.631 (2)	39.213 (4)	21.02	-2.28	-53.09
CY-179	0.703370 (7)	0.512913 (3)	19.988 (2)	15.639 (2)	39.266 (5)	17.53	-1.90	-52.67
Calciocarbonatitos intrusivos								
BR-15	0.703340 (12)	0.512908 (7)	19.761 (1)	15.623 (1)	39.073 (3)	9.58	-1.04	-44.41
BR-23	0.703356 (8)	0.512911 (6)	19.828 (2)	15.615 (2)	39.144 (9)	23.68	-2.57	-45.48
Magnesiocarbonatitos intrusivos								
CY-114	0.703401 (7)	0.512897 (5)	20.004 (2)	15.630 (2)	39.268 (5)	27.46	-2.98	-54.35
CY-115	0.703346 (6)	0.512893 (3)	20.147 (1)	15.647 (5)	39.282 (4)	25.83	-2.80	-70.28
CY-117	0.703396 (7)	0.512899 (4)	20.040 (1)	15.633 (1)	39.247 (3)	27.63	-3.00	-60.84
<i>Unidade Superior</i>								
Rochas máficas								
CY-31	0.703631 (8)	0.512783 (5)	19.464 (1)	15.589 (1)	39.154 (4)	11.07	-1.20	-0.47
CY-32	0.703701 (7)	0.512776 (4)	19.254 (2)	15.568 (1)	39.038 (3)	9.38	-1.02	13.29
CY-99	0.703621 (8)	0.512795 (6)	19.556 (1)	15.587 (1)	39.133 (4)	22.40	-2.43	-13.71
CY-200	0.703631 (6)	0.512788 (6)	19.430 (1)	15.588 (1)	39.134 (3)	8.81	-0.96	1.59
Rochas félsicas								
CY-27	0.703602 (6)	0.512807 (6)	19.433 (1)	15.594 (1)	39.144 (3)	3.03	-0.33	2.23
CY-80	0.703654 (7)	0.512790 (13)	19.359 (2)	15.584 (2)	39.115 (4)	4.88	-0.53	8.24
CY-138	0.703662 (7)	0.512801 (7)	19.622 (1)	15.596 (1)	39.226 (2)	20.03	-2.17	-12.46
CY-188	0.703668 (8)	0.512783 (4)	19.257 (1)	15.570 (1)	39.037 (3)	8.03	-0.87	12.78
CY-193	0.703582 (6)	0.512800 (6)	19.555 (3)	15.593 (3)	39.175 (8)	16.16	-1.75	-9.41
CY-197	0.703571 (7)	0.512806 (4)	19.655 (2)	15.598 (2)	39.209 (7)	21.43	-2.32	-17.99
CY-215	0.703682 (6)	0.512767 (6)	19.393 (1)	15.578 (1)	39.102 (4)	14.04	-1.52	2.89
Calciocarbonatitos extrusivos								
CY-95	0.703595 (6)	0.512792 (5)	19.657 (2)	15.602 (1)	39.250 (4)	18.48	-2.00	-14.18
CY-222	0.703557 (7)	0.512816 (8)	19.677 (1)	15.596 (1)	39.243 (4)	25.61	-2.78	-17.36
CY-238	0.703580 (6)	0.512801 (6)	19.660 (1)	15.603 (1)	39.258 (3)	17.69	-1.92	-13.82

O sistema isotópico U-Th-Pb é mais complexo, desde logo devido aos três longos e complexos esquemas de decaimento distintos que, em última instância, levam à produção dos respectivos isótopos-filho ($^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$, $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ e $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$). A diferença nas constantes de decaimento radioactivo que estão associadas aos isótopos de urânio (^{238}U e

^{235}U)⁸⁴ reflecte-se no percurso evolutivo dos seus respectivos isótopos-filho (^{206}Pb e ^{207}Pb). Os primeiros capítulos da história da Terra ficaram marcados por uma maior produção de ^{207}Pb , resultado da mais elevada taxa de decaimento do ^{235}U comparativamente ao ^{238}U ($\lambda_{235} > \lambda_{238}$). Consequentemente, aquele isótopo de Pb constitui um monitor extremamente sensível de fontes/processos antigos. Na vertente oposta, como actualmente o ^{235}U se encontra praticamente extinto e é o ^{238}U quem toma um papel proeminente na história recente do planeta, o ^{206}Pb ganha importância por cobrir uma mais ampla janela temporal. Por outro lado, o ^{208}Pb é o produto final de decaimento do ^{232}Th , elemento com um grau de incompatibilidade e com uma mobilidade na presença de fluidos aquosos claramente distintos do urânio. Este contraste comportamental entre os diferentes isótopos de Pb tem permitido a identificação de vários, antigos e recentes, reservatórios geoquímicos.

6.4.1. Sistemas Rb-Sr e Sm-Nd

As composições isotópicas de Sr e Nd obtidas para rochas silicatadas e carbonatíticas da Ilha Brava encontram-se compiladas na Tabela 6.4 e projectadas na Fig. 6.18. Considerando o carácter extremamente jovem das amostras estudadas (< 3 Ma; Madeira et al., 2010) e as baixas taxas de decaimento relativas aos sistemas Rb-Sr, Sm-Nd e U-Th-Pb⁸⁵, a produção radiogénica nestas rochas é insignificante, sendo os resultados corrigidos praticamente indistinguíveis dos medidos. Por essa razão, os dados apresentados e discutidos ao longo deste trabalho não sofreram qualquer tipo de correcção de idade, correspondendo, portanto, aos valores medidos.

A Ilha Brava apresenta uma característica muito particular no que respeita às suas assinaturas isotópicas de Sr e Nd, que a torna única no contexto geoquímico de Cabo Verde. Ao contrário do que até agora tem sido observado neste arquipélago, onde cada uma das ilhas do norte e do sul definem contínuos composicionais na projecção $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, a Brava revela dois grupos de razões isotópicas nitidamente distintos. Os dados obtidos muito recentemente por Hildner et al. (2011) corroboram estes resultados.

As litologias silicatadas mais recentes, aflorantes na Unidade Superior, exibem valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.703571 - 0.703701) e de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512767 - 0.512807), similares aos que tipicamente caracterizam as ilhas do sul. Já os resultados obtidos para as amostras

⁸⁴ Constantes de decaimento: $^{238}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$ (λ_{238}) = $0.155125 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$; $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$ (λ_{235}) = $0.98485 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$; $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$ (λ_{232}) = $0.049475 \times 10^{-9} \text{ a}^{-1}$ (Steiger & Jäger, 1977).

⁸⁵ Os resultados deste sistema isotópico são apresentados no subcapítulo seguinte.

pertencentes às unidades Inferior e Intermédia se sobrepõem, o que indica que se geraram a partir de fontes mantélicas idênticas. Como tal, daqui para diante, o conjunto litológico abarcado por estas duas unidades estratigráficas que abrangem um período de 0.5 Ma (1.8 a 1.3 Ma) será globalmente referido como “Complexo Basal⁸⁶”. Isotopicamente, estas rochas são menos radiogénicas em Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703183 - 0.703402$) mas mais radiogénicas em Nd ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512898 - 0.512915$) que as rochas da Unidade Superior, o que as leva a projectarem-se mais próximo do domínio composicional definido pelas ilhas do norte. Importa realçar que até ao momento, para nenhuma das outras ilhas do sul (Fogo, Santiago e Maio) foram detectadas assinaturas idênticas às que normalmente caracterizam as ilhas do norte. Note-se, no entanto, que num trabalho recentemente publicado (Barker et al., 2012), os resultados isotópicos obtidos para rochas dragadas do monte submarino Cadamosto, localizado a oeste da Ilha Brava, também evidenciam afinidade com as ilhas do norte.

No que respeita à Brava, é interessante destacar ainda o facto de os carbonatitos apresentarem assinaturas isotópicas muito similares às das rochas silicatadas alcalinas que lhes estão associadas, definindo também eles dois grupos composicionais distintos. O mesmo não se observa para os carbonatitos que afloram em outras ilhas de Cabo Verde, como se constata pela Fig. 6.18B. Independentemente do sector geográfico a que pertencem, a esmagadora maioria destas rochas se projecta no campo das ilhas do norte ou então onde este se intersecta com o das ilhas do sul. Dessa forma, os carbonatitos extrusivos da Unidade Superior da Ilha Brava são, até a data, os mais radiogénicos em Sr que se conhece em todo o arquipélago.

Globalmente, todas as amostras silicatadas e carbonatíticas da Brava se projectam no quadrante empobrecido do diagrama $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} - ^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (i.e., $\epsilon\text{Sr} < 0$ e $\epsilon\text{Nd} > 0$). Note-se que os magmas que deram origem ao Complexo Basal são derivados de fontes mantélicas com razões Rb/Sr e Nd/Sm integradas no tempo mais baixas, ou seja, ainda mais empobrecidas do que aquelas sob as quais evoluíram as fontes dos magmas a partir dos quais resultou a formação das rochas da Unidade Superior da Ilha Brava e das ilhas do sul em geral.

⁸⁶ Esta designação, e a sua equivalente “Complexo Antigo”, têm sido vastamente utilizadas na bibliografia para designar o conjunto de rochas plutónicas, vulcânicas e sedimentares, bem como a densa rede de filões que as atravessa, que ocupam as mais baixas posições na sequência estratigráfica das ilhas oceânicas não só de Cabo Verde (e.g., Assunção, 1968) como também das Canárias (e.g. Fúster & Aguilar, 1965).

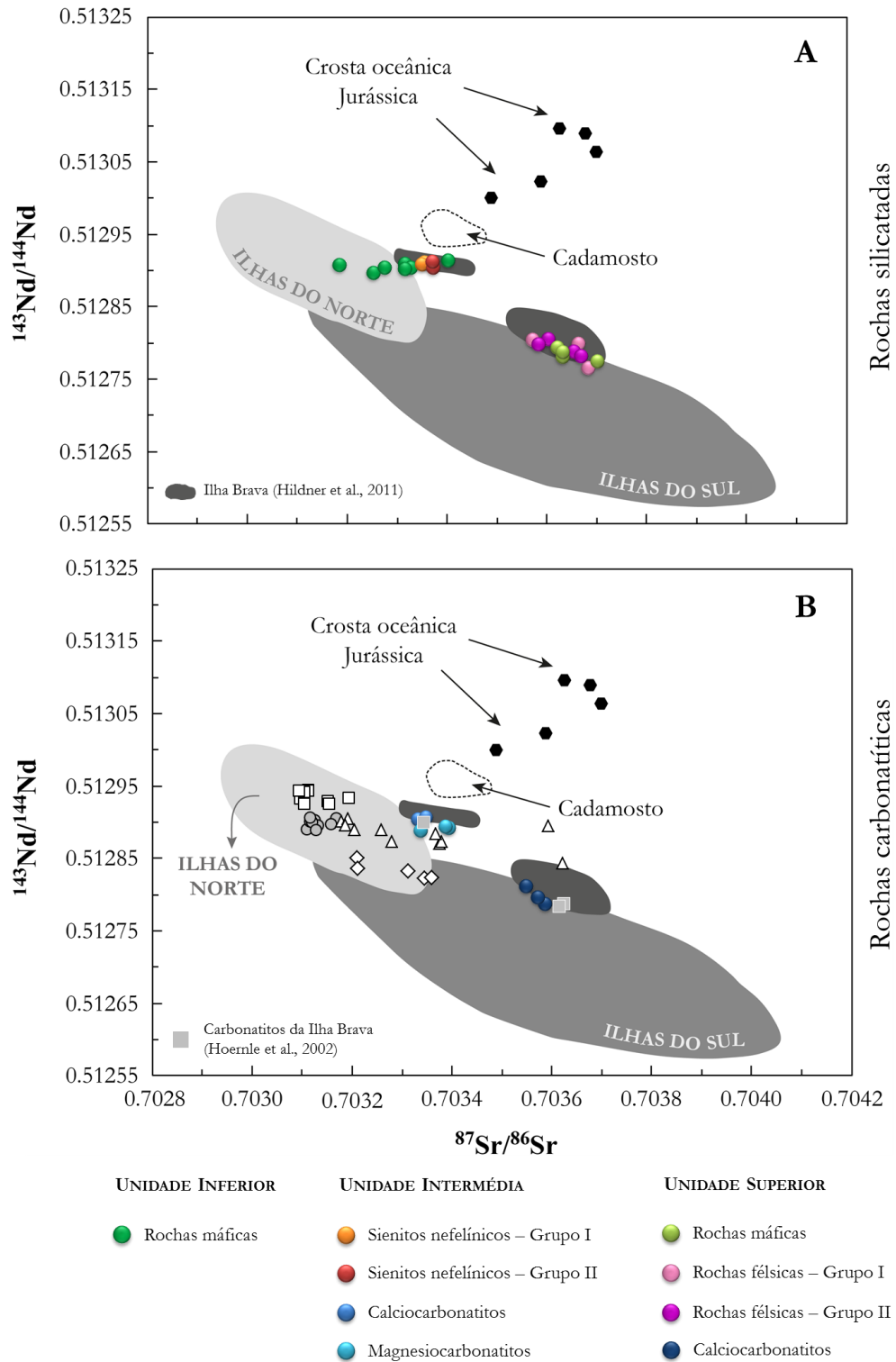


Fig. 6.18 - Razões isotópicas de Sr e Nd obtidas para as rochas silicatadas (A) e carbonatíticas (B) da Ilha Brava projectadas no contexto das composições isotópicas do arquipélago de Cabo Verde. Também para comparação estão representados os resultados obtidos por Hildner et al. (2011) (campos cinzento-escuro) para a ilha aqui em estudo e os obtidos por Barker et al. (2012) (campo a tracejado) para o monte submarino Cadamosto. Os dados referentes às rochas silicatadas que ocorrem nas ilhas do norte (Santo Antão, São Vicente e São Nicolau) são de Jørgensen & Holm (2002), Holm et al. (2006; 2008) e Millet et al. (2008), e nas ilhas do sul (Fogo e Santiago) de Doucelance et al. (2003), Escrig et al. (2005), Martins et al. (2010) e Barker et al. (2009; 2010). As composições das rochas carbonatíticas cabo-verdianas (quadrados brancos: Fogo, triângulos brancos:

(*cont.*) Santiago, losangos brancos: Maio, círculos cinzentos: São Vicente) são de Hoernle et al. (2002) e Doucelance et al. (2010). Os dados da crosta oceânica Jurássica (hexágonos negros) são de Janney & Castillo (2001) e Gerlach et al. (1988).

6.4.2. Sistemas U-Pb e Th-Pb

As razões isotópicas de Pb determinadas em rochas silicatadas e carbonatíticas da Ilha Brava podem ser encontradas na Tabela 6.4, estando também projectadas nos diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ da Fig. 6.19.

À semelhança do que se observa em relação aos sistemas isotópicos de Rb-Sr e Sm-Nd, também no subsistema U-Pb o Complexo Basal e a Unidade Superior exibem assinaturas distintas. As unidades mais antigas apresentam razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (19.634-20.251) e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.607-15.645) mais elevadas que a unidade mais recente (19.254-19.655 e 15.568-15.598, respectivamente). Já no subsistema Th-Pb as composições das três unidades estratigráficas se sobrepõem, não sendo possível distinguir as duas unidades vulcanoestratigráficas. O Complexo Basal caracteriza-se, portanto, por razões $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ entre 39.084 e 39.364, enquanto na Unidade Superior $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ varia entre 39.037 e 39.226. Esta relação sugere que ao longo de toda a história evolutiva do magmatismo da Ilha Brava foram amostradas fontes mantélicas com semelhantes razões Th/Pb integradas no tempo mas que evoluíram com diferentes razões U/Pb.

Muito embora a quase totalidade das amostras da Unidade Superior se projecte no campo das ilhas do sul, as suas composições são tendencialmente mais radiogénicas em $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, o que estende a gama de variação composicional destas rochas para o domínio das ilhas do norte. Contrastando com o que se observa para as ilhas cabo-verdianas do grupo sul, as amostras do Complexo Basal projectam-se exclusivamente abaixo da NHRL⁸⁷ ($\Delta 7/4$ e $\Delta 8/4$ variam entre -4.85 e -1.04 e -74.70 e -28.06, respectivamente), atingindo, no entanto, valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ extremamente radiogénicos (até 20.251).

⁸⁷ *Northern Hemisphere Reference Line*; tendência apresentada pelos basaltos das cristas médias (MORB) e das ilhas oceânicas (OIB) do hemisfério norte nos diagramas Pb-Pb (Hart, 1984).

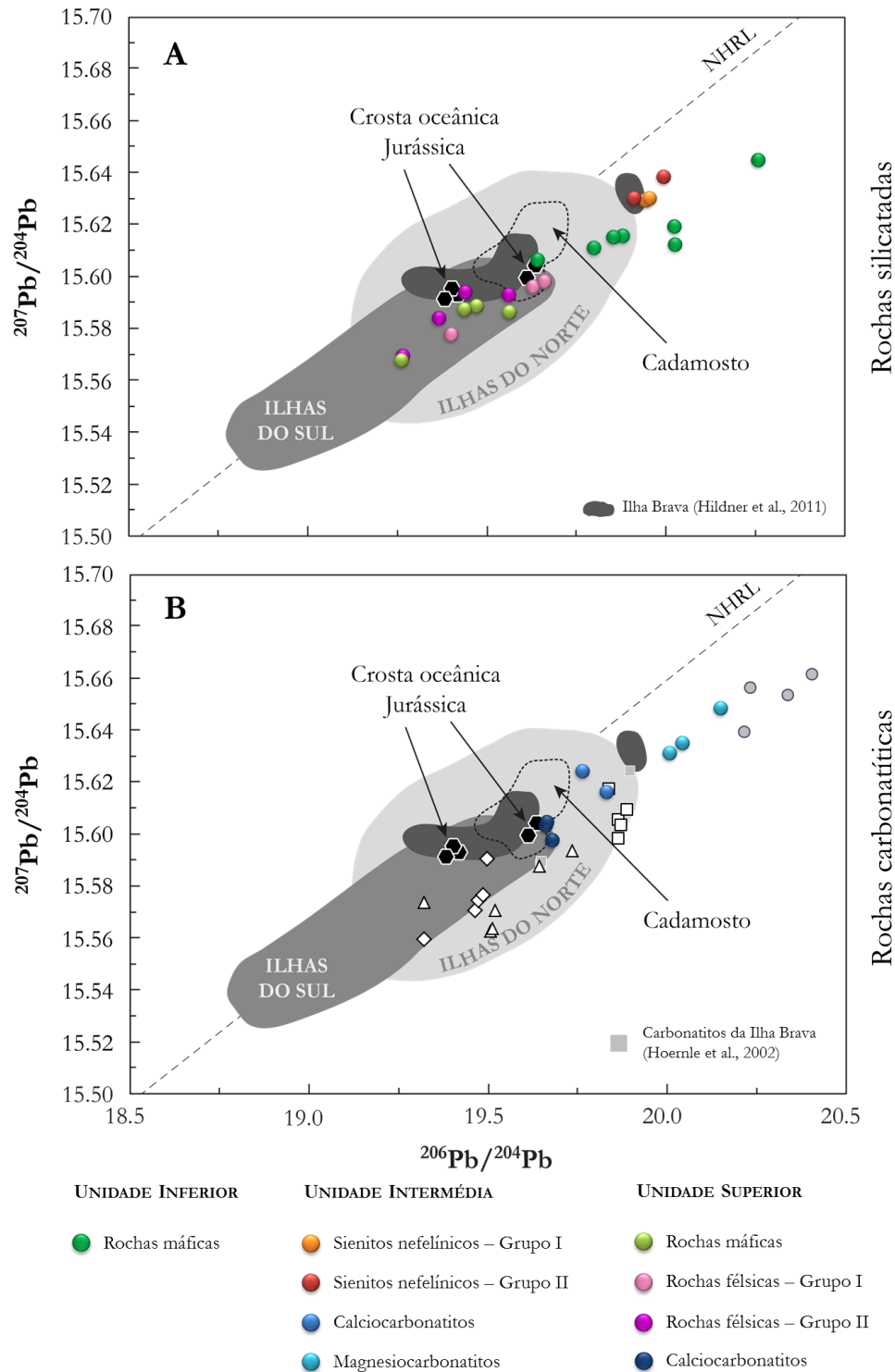


Fig. 6.19 - Razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ obtidas para as rochas silicatadas (A) e carbonáticas (B) da Ilha Brava comparadas com as composições isotópicas de outras ilhas do arquipélago de Cabo Verde. As referências bibliográficas onde constam as composições isotópicas das rochas silicatadas e carbonáticas de Cabo Verde encontram-se na legenda da Fig. 6.18. Também para comparação estão representados os resultados obtidos por Hildner et al. (2011) (campos cinzento-escuro) para a ilha aqui em estudo e os obtidos por Barker et al. (2012) (campo a tracejado) para o monte submarino Cadamosto. Os dados da crosta oceânica (hexágonos negros) são de Gerlach et al. (1988) e Millet et al. (2008). A linha a tracejado que atravessa ambos os diagramas corresponde a NHRL definida por Hart et al. (1984).

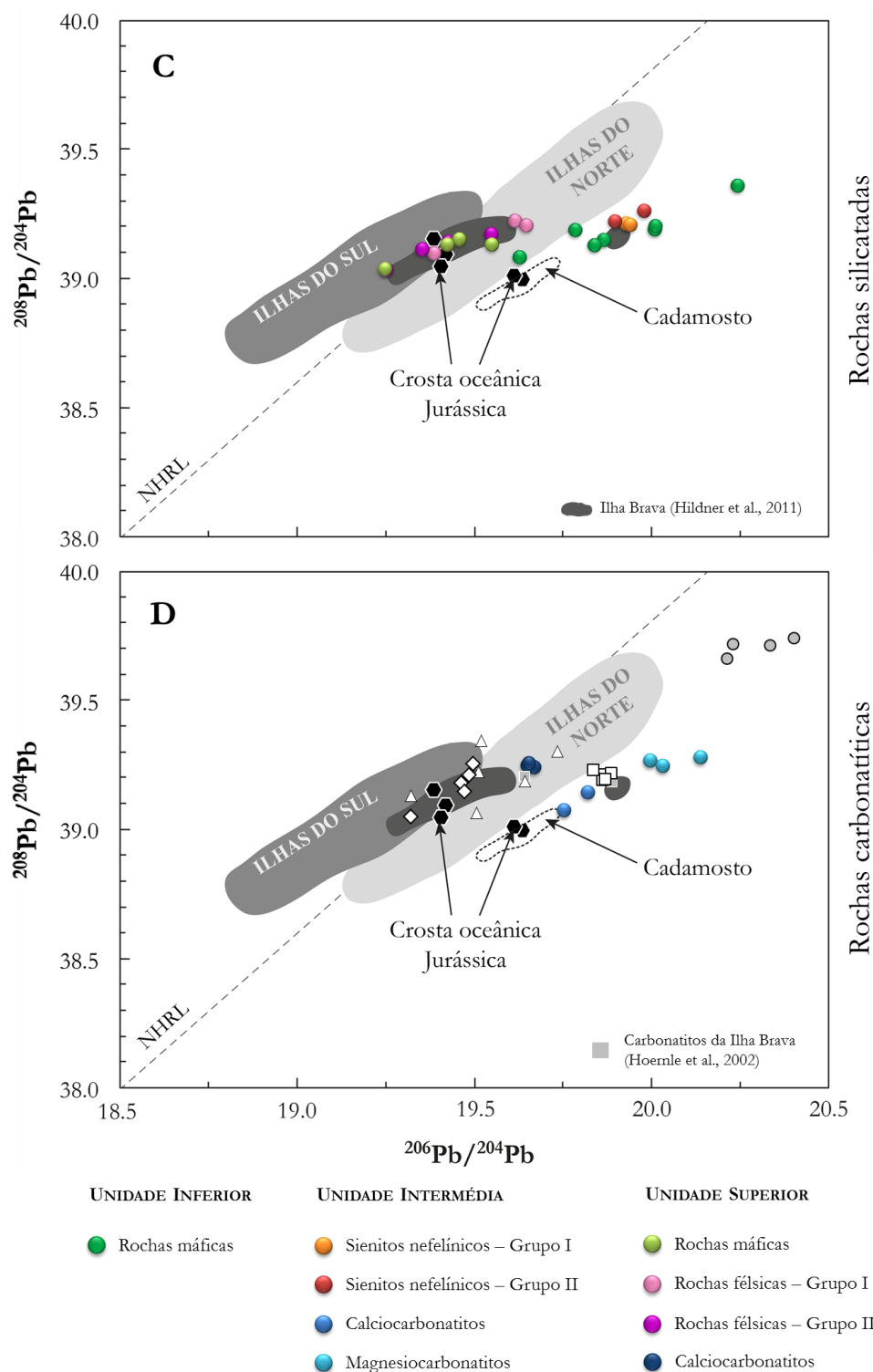


Fig. 6.19 (cont.) - Razões isotópicas $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ obtidas para as rochas silicatadas (C) e carbonáticas (D) da Ilha Brava projectadas no contexto das composições isotópicas do arquipélago de Cabo Verde.

Os carbonatitos de Cabo Verde, nos inúmeros trabalhos que têm sido publicados sobre a natureza e processos de génese destas rochas tão peculiares, têm sido considerados

isotopicamente distintos das litologias silicatadas, como, aliás, já foi referido em relação às assinaturas isotópicas de Sr-Nd (subcapítulo 6.4.1). Assim, e no geral, as amostras estudadas em todo o arquipélago tendem a ser mais radiogénicas em $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ do que as rochas silicatadas alcalinas que lhes estão associadas (Hoernle et al., 2002; Jørgensen & Holm, 2002; Escrig et al., 2005). Mantendo o mesmo comportamento que foi observado para os isótopos de Sr e Nd, os carbonatitos da Brava subdividem-se em dois grupos distintos no espaço Pb-Pb, sendo isotopicamente similares às rochas silicatadas temporal e espacialmente associadas (Figs. 6.19B e D). Porém, note-se que os carbonatitos extrusivos se projectam no extremo do campo composicional definido pela Unidade Superior, apresentando, por isso, assinaturas isotópicas menos radiogénicas de Sr e mais radiogénicas de Pb comparativamente a algumas das amostras silicatadas contemporâneas. Estas peculiaridades químicas dos carbonatitos da Brava juntam-se ao facto anteriormente referido de esta ser a única ilha onde rochas carbonatíticas, para além de ocorrerem na posição estratigráfica habitual em outras ilhas do arquipélago, i.e., associadas ao Complexo Basal, também ocorrem associadas às últimas fases do vulcanismo, o que não acontece em mais nenhuma ilha.

6.5. Processos de génese e evolução magmática como causa da variabilidade geoquímica dos magmas da Ilha Brava

Como exposto anteriormente, existe uma variabilidade temporal no que toca às assinaturas isotópicas de Sr, Nd e Pb da Ilha Brava. Para além do significativo contraste composicional que se verifica entre o Complexo Basal e a Unidade Superior, não se devem desprezar as heterogeneidades observadas no seio de cada uma das unidades vulcanoestratigráficas. De facto, e principalmente na Unidade Superior, as razões isotópicas obtidas diferem entre si para além do admitido pelo erro analítico (Tabela 6.4). Ora, este facto sugere que os magmas que deram origem às rochas desta unidade não terão sido produzidos a partir da fusão de uma fonte mantélica estritamente homogénea.

Com o progressivo avanço no conhecimento das características geoquímicas das amostras seleccionadas para este estudo, foi se tornando cada vez mais nítida a extrema complexidade dos processos envolvidos na génese e evolução dos magmas que deram origem às rochas que edificam esta ilha. Ainda que não fosse esse o principal objectivo desta tese, algumas tentativas foram levadas a cabo no sentido de identificar e, quando possível, explicar as causas da variabilidade química encontrada. Mais do que lançar hipóteses que justifiquem essa

diversidade composicional, esta exposição, conduzida de forma muito sucinta, pretende realçar o carácter complexo dos processos em jogo e com isso despertar o interesse para a realização de estudos futuros.

6.5.1. Considerações teóricas: fusão parcial *vs.* cristalização fraccionada

Os principais processos envolvidos na geração das rochas ígneas são a fusão parcial de materiais sólidos do manto e da crosta e a cristalização fraccionada dos líquidos magmáticos assim gerados (e.g., Treuil & Varet, 1973).

Do processo de fusão parcial gera-se um líquido magmático a partir de um sólido pré-existente, podendo intervir todas as fases que o constituem ou somente algumas (López-Ruiz & Cebriá, 1990). Ao longo da discussão que se segue considerar-se-á a fusão parcial em equilíbrio, no seu caso mais simples, a fusão parcial modal⁸⁸. Este modelo descreve a geração de um fundido magmático no qual o líquido está continuamente a reagir e a reequilibrar com o sólido residual na região-fonte até que se reúnam as condições físicas necessárias para a sua segregação de uma única vez (Rollinson, 1993)⁸⁹. Nesta situação, as fases sólidas que eventualmente possam ter sido consumidas durante o processo de fusão parcial não influenciam de forma significativa a concentração dos elementos no líquido magmático (uma vez que o cálculo de D depende apenas das proporções das fases que constituem o sólido residual).

Assim, a variação da concentração de um dado elemento traço i no líquido magmático produzido ao longo de um processo de fusão parcial modal do manto (C_i^{liq}) pode ser descrito através da equação Eq. 6.2 (Shaw, 1970):

$$C_i^{\text{liq}} = C_i^0 \times \frac{1}{D+F(1-D)} \quad \text{Eq. 6.2}$$

⁸⁸ Na literatura inglesa este termo pode ser encontrado sob a designação de *modal batch melting*.

⁸⁹ A fusão parcial do manto pode também ser descrita por um modelo de fusão fraccionada (*fractional melting*) em que o líquido magmático é continuamente extraído da fonte mantélica, produzindo séries magmáticas distintas. Nestas, o primeiro volume de magma (produzido por muito baixas taxas de fusão parcial) incorpora quase a totalidade dos elementos altamente incompatíveis presentes na fonte, enquanto os volumes de líquido que vão sendo sucessivamente produzidos ficam fortemente empobrecidos nos mesmos (Cebriá & López-Ruiz, 1995). No entanto, alguns autores (e.g., Cebriá & López-Ruiz, 1995, 1996) consideram ser provável a mistura subsequente das várias fracções de magma extraído resultando, no final, um líquido virtualmente igual ao produzido por um único episódio de fusão parcial em equilíbrio.

sendo que C_i^0 é a concentração do elemento i no sólido inicial e F a fracção de líquido produzido (i.e., a percentagem de fusão parcial). D é o coeficiente de partição do elemento i entre a fase sólida residual e o líquido (liq) gerado, sendo calculado através da Eq. 6.3:

$$D_n = D_i^{\min_1/\text{liq}} \times X_{\min_1} + D_i^{\min_2/\text{liq}} \times X_{\min_2} + \dots + D_i^{\min_n/\text{liq}} \times X_{\min_n} \quad \text{Eq. 6.3}$$

No entanto, se a proporção das fases minerais que contribuem para o líquido for diferente da sua proporção no sólido inicial (*non-modal batch melting*), a Eq. 6.2 toma a seguinte forma (Eq. 6.4):

$$C_i^{\text{liq}} = C_i^0 \times \frac{1}{D + F(1 - P)} \quad \text{Eq. 6.4}$$

em que P corresponde ao coeficiente de partição determinado em função da contribuição relativa dos minerais para o fundido.

Imediatamente após a segregação de um volume de líquido magmático, resultante da fusão parcial de uma determinada fonte mantélica, tem início a sua subida em direcção às zonas mais superficiais do manto. Durante os primeiros estágios da ascensão, a percolação do magma acontece em condições adiabáticas, pelo que é pouco provável que ocorra cristalização. Ao atingir a crosta, o contraste de densidades pode provocar a cessação do movimento ascensional do magma, levando a que se formem câmaras magmáticas. No interior destas o líquido magmático evolui em condições isobáricas, perdendo calor progressivamente até atingir a temperatura *liquidus* do sistema, dando-se início ao processo de cristalização.

Ao longo do processo de cristalização fraccionada em sistema fechado, a variação da concentração de um dado elemento no líquido (C_i^{liq}) segue a lei de Rayleigh, tal como vem expresso na Eq. 6.5 (Neumann et al., 1954):

$$C_i^{\text{liq}} = C_i^0 \times F^{(D-1)} \quad \text{Eq. 6.5}$$

onde C_i^0 é a concentração daquele mesmo elemento no líquido inicial, D o coeficiente de partição do elemento i entre a(s) fase(s) sólida(s) fraccionada(s) e o líquido (liq) residual (ver Eq. 5.1) e F a fracção de líquido restante.

6.5.2. Considerandos acerca da petrogénese das rochas silicatadas

6.5.2.1. Unidade Inferior: lavas e filões máficos submarinos

Considerando o alto potencial iónico do Nd, o que lhe confere um carácter presumivelmente imóvel na presença de fluidos aquosos, e os muito baixos teores em Nd da água do mar ($< 5.61 \times 10^{-6}$ ppm; Rickli et al., 2009), não é crível que as razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ tenham sido afectadas pelos processos de alteração hidrotermal expectáveis em rochas submarinas⁹⁰. Esta ideia é reforçada pela homogeneidade das razões isotópicas de Nd nas rochas da Unidade Inferior que também demonstra a relação de consanguinidade que as une, sendo estas, portanto, provenientes da mesma fonte mantélica.

Excluída a hipótese de contribuição de fontes distintas, outros modelos podem ser invocados para explicar a variabilidade química elementar deste conjunto de amostras e, ao mesmo tempo, a preservação das suas assinaturas isotópicas. Considerando a formação destas rochas em ambiente submarino, a discussão que se segue será restringida a elementos de alto potencial iónico.

Nos diagramas da Fig. 6.20 encontram-se projectados pares de elementos fortemente incompatíveis, os quais apresentam boas correlações lineares que passam muito perto da origem das coordenadas.

Sendo aqueles elementos fortemente incompatíveis, pode-se assumir que durante os processos de cristalização fraccionada ou fusão parcial de uma fonte homogénea $D \rightarrow 0$, o que leva à simplificação das Eqs. 6.2 e 6.5 passando ambas a serem descritas da seguinte forma:

$$\frac{C_i^{\text{liq}}}{C_i^0} = \frac{1}{F} \quad \text{Eq. 6.6}$$

Dessa forma, por aqui se conclui que as razões entre dois elementos incompatíveis numa série magmática relacionada por qualquer daqueles processos devem permanecer constantes. Ou seja, para qualquer dos casos, assumindo dois elementos fortemente incompatíveis, i e j , obtém-se:

⁹⁰ Como ficou demonstrado no subcapítulo 6.2, o mesmo não é verdadeiro em relação à razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ que foi nitidamente afectada pela água do mar.

$$\frac{C_i^{liq}}{C_j^{liq}} = \frac{C_i^0}{C_j^0} \quad \text{Eq. 6.7}$$

Deste modo, os valores constantes das referidas razões entre elementos incompatíveis são conciliáveis com qualquer dos processos mencionados. O papel da cristalização fraccionada é facilmente discernível do facto de a maioria das amostras não apresentar composições primárias ($Mg\# > 57$, $Ni > 120$ ppm). Chama-se, ainda, a atenção para o facto das amostras onde foram detectadas evidências de acumulação de algumas fases cristalinas, como olivina e piroxena (ver Capítulo 5), manterem um comportamento consistente, em termos de razões elementares, com o restante conjunto amostrado.

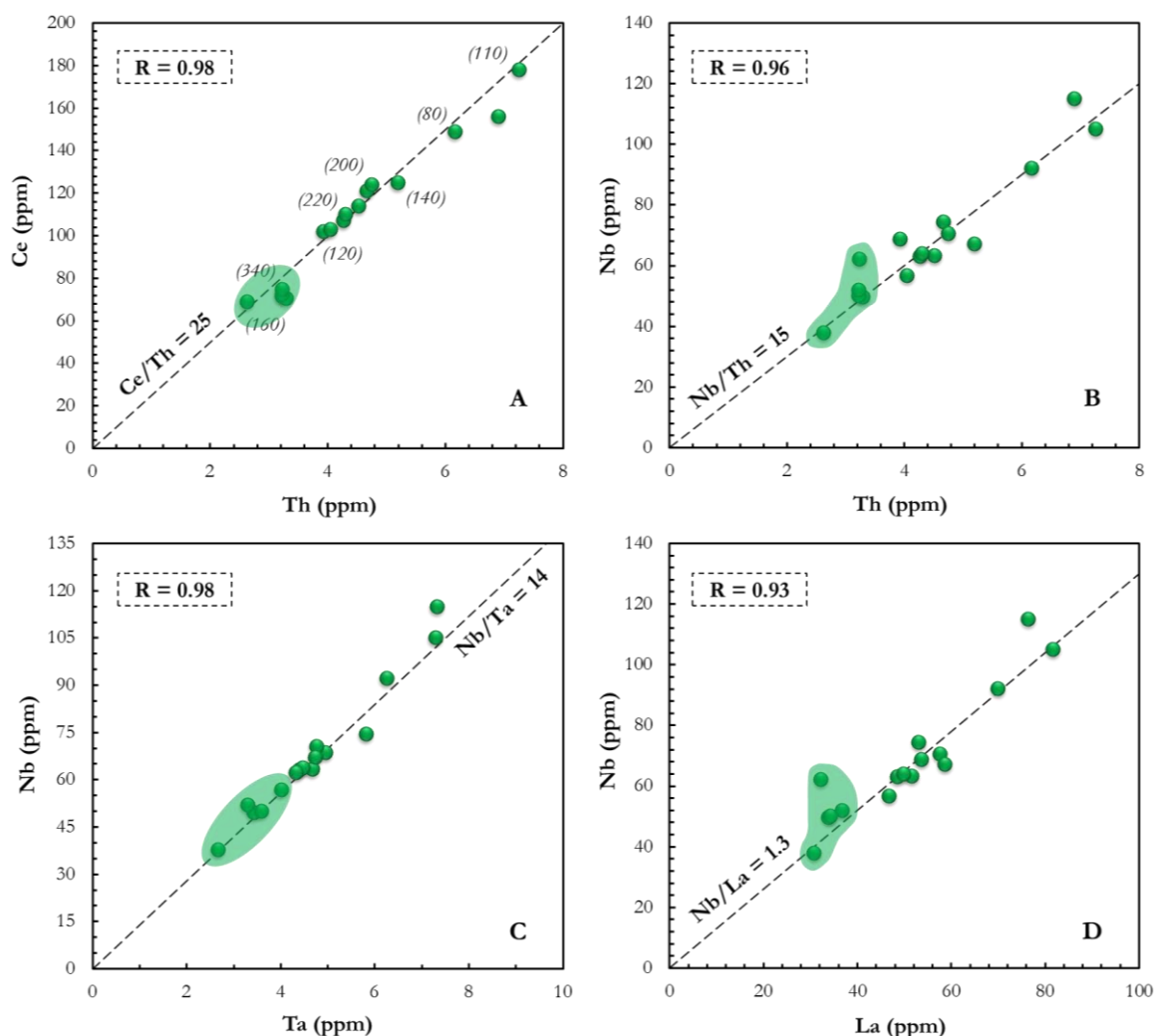


Fig. 6.20 - Diagramas de pares de elementos fortemente incompatíveis e respectivas razões para as rochas máficas da Unidade Inferior. As boas correlações lineares obtidas descartam a influência de processos de mistura de magmas e indicam uma origem por cristalização fraccionada e/ou fusão parcial. Os números entre parêntesis no diagrama (A) correspondem às concentrações em Ni (em ppm) de algumas amostras seleccionadas. Os campos sombreados a verde assinalam as amostras que em lâmina delgada apresentam evidências de acumulação significativa de olivina e piroxena.

Se o processo de cristalização fraccionada tivesse sido o único responsável pela variabilidade observada, teria que ocorrer um decréscimo da concentração em elementos compatíveis (e.g., Ni) concomitante com o incremento dos elementos incompatíveis. Tal não se observa na Fig. 6.20A, onde se pode constatar não existir um decréscimo “linear” das concentrações de Ni com o incremento do grau de evolução, i.e., com o aumento das concentrações de Th e Ce. Tal sugere que, para além da cristalização fraccionada, também a ocorrência de variados episódios de fusão parcial (i.e., diferentes valores de F) tenha que ser invocada.

Os processos de cristalização fraccionada e fusão parcial podem ser discriminados projectando, num mesmo diagrama, um elemento fortemente incompatível contra um outro com comportamento compatível. Numa tentativa de melhor demonstrar a influência da variação das percentagens de fusão, utilizou-se a relação Th *v.s.* Ni, representada graficamente na Fig. 6.21. Para estes dois elementos foi modelada a curva que descreve a fusão parcial de uma fonte peridotítica bem como os vectores de fraccionação das principais fases minerais envolvidas nos processos de cristalização fraccionada subsequentes.

O relativo enriquecimento em elementos incompatíveis (e.g., Ba, Nb, Ti e LREE), associado a uma depleção moderada em elementos com forte afinidade com a granada (e.g., HREE), como o que caracteriza as amostras aqui em referência (Fig. 6.9), tem sido atribuído a baixos graus de fusão parcial de uma fonte onde esta fase mineralógica está presente. Em concordância, para os cálculos efectuados considerou-se uma fonte lherzolítica granatífera cuja proporção modal das fases constituintes ronda os 60% de olivina (ol), 25% de ortopiroxena (opx), 10% de clinopiroxena (cpx) e 5% de granada (gr).

No que respeita aos coeficientes de partição para o Ni e Th, os valores considerados encontram-se compilados na Tabela 6.5. Sendo este parâmetro fortemente influenciado pela composição do líquido magmático⁹¹, particularmente pelo grau de polimerização do mesmo, é importante que a sua estimativa para as diferentes fases envolvidas seja feita tendo em atenção o carácter de saturação em SiO₂ dos materiais utilizados nos trabalhos experimentais. Por exemplo, Mata (1996) demonstrou que as metodologias desenvolvidas por Hart & Davies (1978) e Kinzler et al. (1990) para a determinação do $D_{Ni}^{ol/liq}$ não descrevem satisfatoriamente as variações daquele coeficiente de partição, em função dos teores de MgO, observadas nas lavas madeirenses, isso porque, defende aquele autor, os ensaios experimentais foram

⁹¹ Trabalhos experimentais têm demonstrado que os coeficientes de distribuição são fortemente influenciados pela pressão, temperatura, composição e fugacidade de oxigénio do líquido magmático, podendo se observar variações em várias ordens de grandeza. Para uma revisão, vide Irving (1978) e Rollinson (1993).

desenvolvidos a partir de composições ricas em sílica, e não subsaturadas como as encontradas naquela ilha atlântica.

Sendo as rochas máficas da Unidade Inferior da Ilha Brava também elas bastante empobrecidas em sílica, foram considerados valores de coeficientes de partição da ordem dos determinados por Mata (1996) para as lavas da Ilha da Madeira.

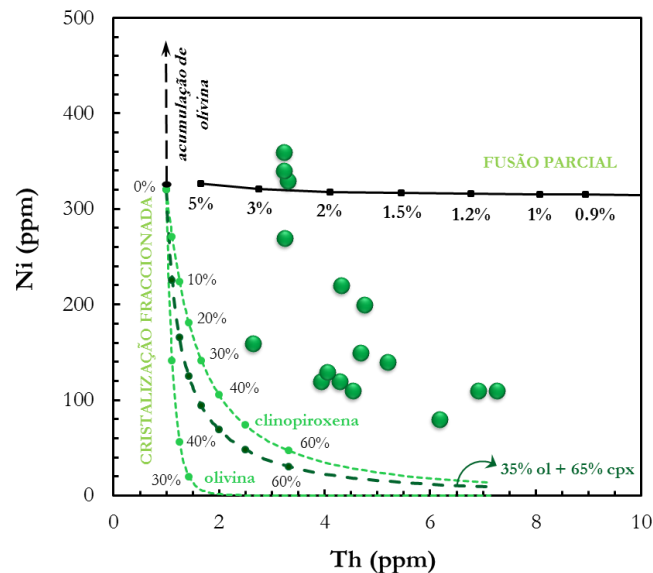


Fig. 6.21 - Diagrama Th *vs.* Ni (em ppm) para as rochas máficas da Unidade Inferior. A linha preta materializa a composição de líquidos gerados por diferentes graus (0.9 a 5%) de fusão parcial modal de uma fonte lherzolitica (teores iniciais em Th e Ni, respectivamente, de 0.08 e 2200 ppm; Clague & Frey, 1982; Grégoire et al., 2003) constituída por 60% ol + 25% opx + 10% cpx + 5% gr (e.g., Clague & Frey, 1982). As linhas a tracejado representam os vectores de fraccionação para a olivina, clinopiroxena e para uma paragênese conjugando ambas na proporção 35:65 (com indicação da percentagem de cristalização fraccionada que ocorreu). As referências bibliográficas para os coeficientes de distribuição mineral/líquido encontram-se na Tabela 6.5. As amostras que se posicionam acima da linha da fusão parcial mostram evidências petrográficas e químicas de acumulação de olivina e clinopiroxena. Os valores referentes ao grau de fusão parcial, expressos na figura, e de evolução magmática, anteriormente referido, devem ser considerados como meramente indicativos dada a incerteja relativa a alguns dos parâmetros utilizados na modelação (e.g., C_0). Abreviaturas: ol, olivina; opx, ortopiroxena; cpx, clinopiroxena; gr, granada.

Tabela 6.5 - Valores dos coeficientes de partição utilizados nos cálculos de fusão parcial e cristalização fraccionada. Referências: [1] Mata (1996), [2] Halliday et al. (1995), [3] McKenzie & O’Nions (1991), [4] Rollinson (1993), [5] Villemant et al. (1981), [6] Adam & Green (2006) e [7] Pertermann et al. (2004).

Mineral	Fonte lherzolitica					Fonte piroxenitica		
	olivina	ortopiroxena	clinopiroxena	granada	espinela	clinopiroxena	granada	
Ni	8.8 [1]	5.0 [4]	2.5 [5]	5.0 [6]	—	—	—	
Th	0.000007 [2]	0.00002 [2]	0.0021 [2]	0.0021 [2]	—	—	—	
La	0.0004 [3]	0.002 [3]	0.054 [3]	0.001 [3]	0.01 [3]	0.027 [7]	0.0045 [7]	
Tb	0.0015 [3]	0.019 [3]	0.31 [3]	0.75 [3]	—	—	—	
Yb	0.0015 [3]	0.049 [3]	0.28 [3]	4.03 [3]	4.03 [3]	0.55 [7]	5.71 [7]	

O elevado grau de dispersão dos dados neste diagrama indica que muito dificilmente este conjunto de rochas pode estar relacionado simplesmente por cristalização fraccionada. Na verdade, como o demonstram os vectores de cristalização modelados na Fig. 6.21, um tal processo originaria um decréscimo das concentrações em Ni, decréscimo esse que seria inicialmente muito brusco, produzindo no início *trends* verticalizados que passariam a assintóticos nas fases mais avançadas do processo. Assim sendo, a dispersão observada para teores de Ni relativamente elevados ($\text{Ni} > 100 \text{ ppm}$) indica que as amostras estudadas representam líquidos mais ou menos diferenciados resultantes de magmas parentais que tiveram a sua origem em diferentes eventos de produção magmática, os quais foram produzidos por variáveis taxas de fusão parcial de uma fonte homogénea.

Tal como anteriormente referido, esta hipótese é corroborada pelo diagrama (A) da Fig. 6.20. Sendo o Th e o Ce elementos fortemente incompatíveis neste tipo de magmas, faz todo o sentido que, com a progressão da cristalização fraccionada, as suas concentrações relativas aumentem no líquido residual, tal como numa primeira observação sugere acontecer. A acompanhar essa tendência deveria estar a diminuição progressiva dos teores em Ni, uma vez que sendo este um elemento bastante compatível com a olivina, uma das principais fases que cristaliza, é expectável que seja consumido gradualmente à medida que o magma evolui. Porém, o que se observa na realidade é uma ausência de correlação entre o Ni e os restantes dois elementos incompatíveis, refutando a actuação exclusiva de um processo de cristalização fraccionada.

Os processos de cristalização fraccionada e fusão parcial podem ainda ser discriminados com recurso a diagramas do tipo $C_i^{\text{liq}}/C_j^{\text{liq}} = f(C_i^{\text{liq}})$. Numa situação de fusão parcial, se ambos os elementos i e j tiverem o mesmo carácter incompatível, a relação $C_i^{\text{liq}}/C_j^{\text{liq}}$ permanece constante com a variação de C_i^{liq} . Mas se um dos elementos for menos incompatível do que o outro, aquela razão diminui com o aumento do grau de fusão, ou seja, com a diminuição de C_i^{liq} . No caso da cristalização fraccionada, sendo ambos os elementos fortemente incompatíveis relativamente às fases que comumente cristalizam a partir de um magma basáltico, a razão $C_i^{\text{liq}}/C_j^{\text{liq}}$ permanece constante ao longo de todo o processo, desenhando uma correlação aproximadamente horizontal em diagramas daquele tipo. Tendo em atenção o referido, para que se tire partido deste tipo de diagrama interessa escolher um par de elementos com comportamento distinto durante aqueles processos. A escolha recaiu no par La-Yb uma vez que são ambos incompatíveis durante a cristalização fraccionada; ao contrário,

durante a fusão parcial, a razão entre aqueles dois elementos é fortemente fraccionada nos casos em que existiu granada residual, já que nestas condições $D_{Yb} \gg D_{La}$.

Na Fig. 6.22 estão representadas as projecções La *vs.* La/Yb para as rochas máficas da Unidade Inferior, excluindo aquelas que demonstram evidências de acumulação. Em paralelo encontra-se o resultado da modelação da fusão parcial em equilíbrio modal (Eq. 6.4), considerando duas fontes lherzolíticas com composições modais hipotéticas distintas, uma com granada e outra com espinela como fase aluminosa presente. Para tal, foram admitidas composições elementares iniciais de La e Yb e proporções mineralógicas semelhantes às que ocorrem em xenólitos lherzolíticos amostrados por basaltos alcalinos (e.g., Glaser et al., 1999) e às consideradas por vários autores como fontes prováveis de magmas alcalinos subsaturados (nefelinitos e basanitos) (e.g., Cebriá & López-Ruiz, 1995; Tappe, 2004). Destaca-se ainda o facto de aqueles xenólitos apresentarem razões Ce/Th, Nb/Th, Nb/Ta e Nb/La (Ionov, 2004) muito similares às exibidas pelas rochas máficas em estudo ($\bar{x} = 23.5 \pm 4.6$, 16.0 ± 2.6 , 18.7 ± 7.9 e 1.3 ± 0.4 , respectivamente).

Adicionalmente encontram-se representadas as curvas de cristalização fraccionada modeladas para alguns líquidos gerados por baixos graus de fusão parcial (0.6 - 1.8%) de uma fonte lherzolítica com granada. Tal como na Fig. 6.21, a paragénese fraccionante inclui somente olivina e clinopiroxena na proporção 35%:65%.

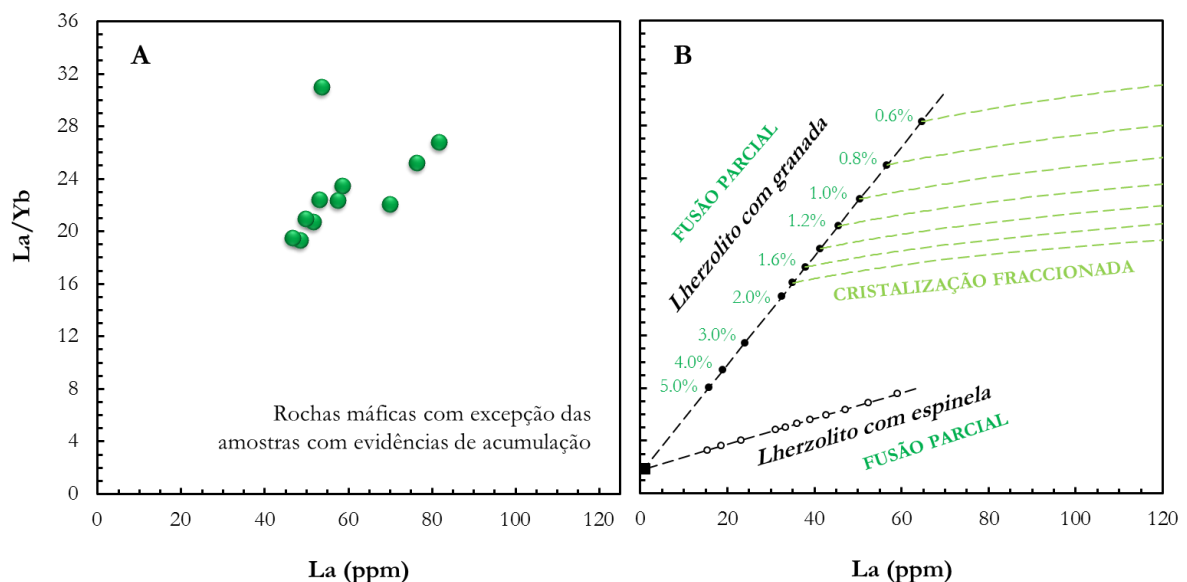


Fig. 6.22 - Diagrama La *vs.* La/Yb para as rochas máficas da Unidade Inferior (A) conjuntamente com o resultado dos cálculos de modelação para a fusão parcial de duas fontes lherzolíticas, uma com granada e outra com espinela, na proporção modal 60% ol + 23% opx + 13% cpx + 4% gr e 60% ol + 23% opx + 16% cpx + 1% sp (B). Adicionalmente apresentam-se as curvas de cristalização fraccionada de líquidos resultantes de 0.6 a 1.8% de fusão parcial de uma fonte lherzolítica granatífera. O processo de fusão parcial foi modelado usando a

6. Geoquímica elementar e isotópica (Sr-Nb-Pb)

(cont.) equação da fusão parcial em equilíbrio modal (Eq. 6.4). A composição inicial inferida para a fonte em termos de La e Yb é 0.91 ppm e 0.49 ppm, respectivamente. Os coeficientes de distribuição utilizados encontram-se na Tabela 6.5. Abreviaturas: ol, olivina; opx, ortopiroxena; cpx, clinopiroxena; gr, granada; sp, espinela.

Os resultados da modelação indicam que a esmagadora maioria das rochas máficas amostradas nesta unidade evoluíram a partir de magmas primários produzidos por diferentes, mas sempre baixos, graus de fusão parcial, o que está de acordo com a elevada espessura da litosfera subjacente a Cabo Verde. Daqui também se conclui que o início da fusão e a extracção dos primeiros líquidos magmáticos terão ocorrido no campo de estabilidade da granada, a uma profundidade superior a 70 - 75 km, tal como já vem sido sugerido desde os trabalhos de Gerlach et al., (1988).

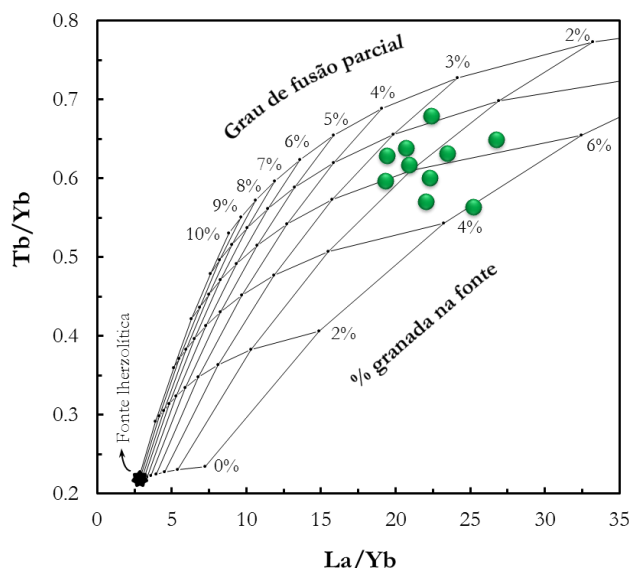


Fig. 6.23 - Variação das razões La/Yb e Tb/Yb nas rochas máficas da Unidade Inferior comparativamente às composições geradas por diferentes graus de fusão parcial (2 - 10%) de fontes mantélicas lherzoliticas com proporções modais de granada variáveis (0 - 6%). Para os cálculos de modelação foi usada a equação de fusão parcial em equilíbrio modal (Eq. 6.2), assumindo uma fonte lherzolitica com 60% ol + 23% opx + 11-17% cpx + 0-4% gr e composição elementar inicial de 1.86 de La/Yb e 0.2 de Tb/Yb (Ionov, 2004). O grau de fusão parcial é apresentado em intervalos de 1% enquanto a proporção de granada na fonte é apresentada em intervalos de 2%. Os valores dos coeficientes de partição usados encontram-se na Tabela 6.5. Abreviaturas: ol, olivina; opx, ortopiroxena; cpx, clinopiroxena; gr, granada. Não se encontram aqui representadas as amostras que apresentam evidências de acumulação. Adaptado de George & Rogers (2002).

Tendo plena consciência do carácter não primário das amostras em estudo, e considerando a possibilidade das razões La/Yb e Tb/Yb terem sido influenciadas pelos processos subsequentes de cristalização fraccionada que certamente terão condicionado a composição destas rochas, a projecção que se encontra na Fig. 6.23 substancia o que foi exposto

anteriormente⁹². Assim, a distribuição das amostras em relação às curvas de fusão parcial, calculadas segundo os pressupostos definidos na legenda da figura, sugere uma vez mais a presença de granada na fonte e a ocorrência de múltiplos e variados processos de fusão. Ainda que as limitações anteriormente referidas não permitam atribuir a este diagrama um carácter quantitativo, a Fig. 6.23 indica que a variação nas percentagens de fusão dos episódios que deram origem aos magmas da Unidade Inferior terá sido da ordem de 2% enquanto que a variação da quantidade modal de granada no resíduo terá sido da ordem de 4% (equivalente a uma variação relativa de 95%).

6.5.2.2. Unidade Intermédia: complexo intrusivo alcalino

Qualquer discussão em torno da petrogénese e evolução de rochas plutónicas é sempre dificultada pelo facto de muitas destas rochas se terem gerado por acumulação de cristais e de durante a sua génese poderem ter ocorrido assimilação de materiais envolventes da câmara magmática. No caso de intrusões alcalinas associadas, como é o da Brava, os processos petrogenéticos são ainda mais complexos uma vez que estão muitas vezes associados a processos de fenitização⁹³ (e.g., Conceição et al., 2009).

Relembrando o que foi referido previamente neste capítulo e ainda em outros anteriores (e.g., Capítulo 5), as rochas que afloram nesta unidade distinguem-se das demais pela sua textura granular, mais ou menos grosseira, com largas evidências texturais de acumulação⁹⁴. Consequentemente, a geoquímica de rocha-total desses clinopiroxenitos, ijolitos *s.l.* (melteigitos, ijolitos *s.s.* e urtitos) e sienitos nefelínicos será fortemente influenciada quer pelas proporções modais quer pela própria química mineral das fases acumuladas não representando, portanto, a composição de líquidos. Nesta perspectiva não é de estranhar a quase total ausência de boas correlações elementares em projecções gráficas. Ainda assim, foi possível estabelecer tendências evolutivas para as amostras descritas e fazer algumas conjecturas quanto à sua petrogénese.

⁹² Note-se que durante os processos de cristalização fraccionada, as variações de La/Yb e Tb/Yb são muito menos significativas que as ocorridas durante os processos de fusão (veja-se Fig. 6.22B para o caso do La/Yb).

⁹³ Fenitização é o termo dado a um tipo particular de metassomatismo associado a magmas carbonatíticos, o qual implica a alteração química da rocha encaixante através da migração de fluidos enriquecidos em álcalis (Na e K) que leva a produção de minerais ricos naqueles elementos (e.g., flogopite, albite, aegirina, entre outros).

⁹⁴ Nomeadamente no caso dos clinopiroxenitos e ijolitos *s.l.*, as suas texturas são definidas essencialmente por acumulação de grandes cristais anédricos de piroxena e anfíbola, intersticialmente aos quais, com disposição intercumular, está um componente félsico representado quase exclusivamente por nefelina.

Nesta unidade, apenas foram realizadas análises isotópicas de Sr, Nd e Pb para os sienitos nefelínicos e carbonatitos, sendo que, para os primeiros, estes são, inclusive, os únicos dados isotópicos que se conhecem até a data.

Nas linhas que se seguem serão discutidas as causas da variabilidade das rochas silicatadas intrusivas. A génese das rochas carbonatíticas será discutida posteriormente (subcapítulo 6.5.4.1).

Como demonstrado no subcapítulo 6.2 através da comparação das assinaturas isotópicas de Sr obtidas pela análise, para as mesmas amostras, das fracções lixiviada, não lixiviada e do lixiviado, ficou claro que o alinhamento sub-horizontal definido no espaço isotópico Sr-Nd (Fig. 6.24) pelas rochas vulcânicas da Unidade Inferior é o resultado da alteração das mesmas por interacção com a água do mar.

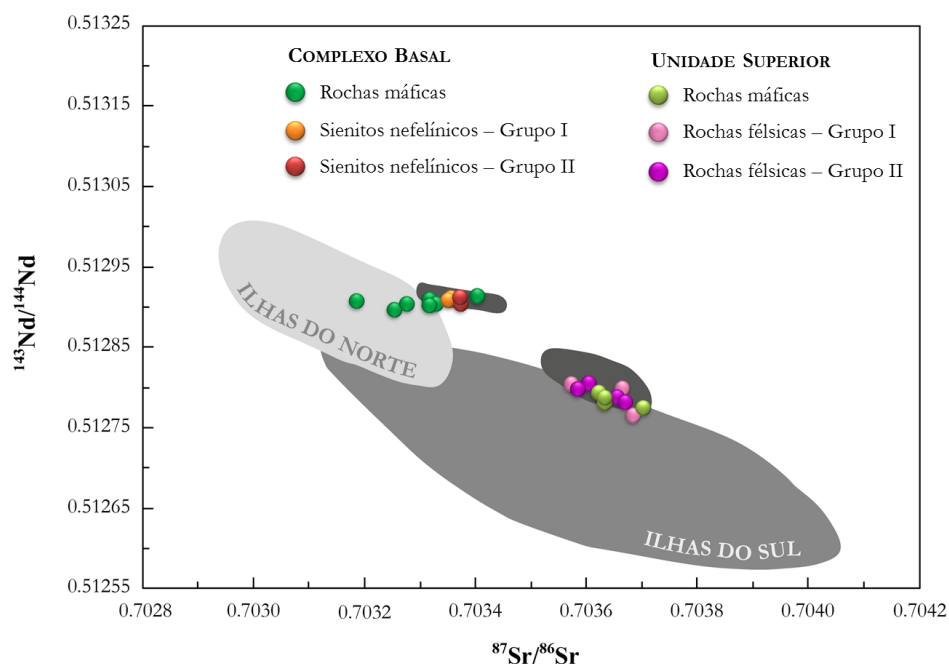


Fig. 6.24 - Razões isotópicas de Sr e Nd obtidas para as rochas silicatadas da Ilha Brava. Note-se que as amostras do Complexo Basal definem um alinhamento horizontal reproduzindo a variação das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para valores pouco variáveis das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$. Os dados referentes às rochas silicatadas que ocorrem nas ilhas do norte (Santo Antão, São Vicente e São Nicolau) são de Jørgensen & Holm (2002), Holm et al. (2006; 2008) e Millet et al. (2008), e nas ilhas do sul (Fogo e Santiago) de Doucelance et al. (2003), Escrig et al. (2005), Martins et al. (2010) e Barker et al. (2009; 2010).

É interessante, por outro lado, constatar que para as duas amostras de sienitos nefelínicos (CY-39 e CY-179) para as quais foi realizado o mesmo estudo os resultados obtidos pela análise da amostra não lixiviada e pelo lixiviado são idênticos, dentro do erro considerado, o que prova tratarem-se de materiais não alterados pela água do mar. Mesmo assim, estas

amostras caracterizam-se por razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativamente elevadas para um dado valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, contribuindo, desta forma, para a definição da correlação sub-horizontal referida anteriormente que distingue o Complexo Basal tanto da Unidade Superior que lhe está sobrejacente como das tendências tipicamente apresentadas pelas outras ilhas de Cabo Verde. Tal indica que parte da referida tendência não é explicável por processos pós-magmáticos. Interessará saber se tal variabilidade nas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ reflecte heterogeneidades mantélicas ou se foi adquirida durante os processos de evolução magmática. O facto de as amostras que se destacam serem de sienitos nefelínicos sugere que a última hipótese é plausível. Tal é suportado pela projecção das razões isotópicas de Sr contra os teores em SiO_2 (Fig. 6.25), que permite constatar a existência de uma tendência correlativa positiva, apontando para a ocorrência de processos AFC⁹⁵.

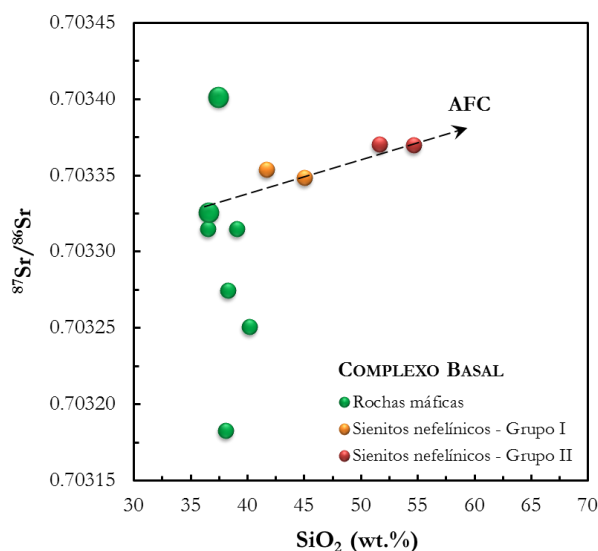


Fig. 6.25 - Variação das razões isotópicas de Sr com o índice de diferenciação (representado pelas concentrações em SiO_2) para as rochas silicatadas do Complexo Basal. As duas amostras de rochas máficas (CY-11 e CY-165) representadas com símbolos maiores são aquelas que se encontram mais alteradas. AFC: assimilação e cristalização fraccionada.

Uma fonte provável de contaminação capaz de justificar as referidas assinaturas isotópicas dos sienitos nefelínicos do Complexo Basal da Ilha Brava poderia ser atribuída ao substrato oceânico e/ou os sedimentos depositados sobre o mesmo (Gerlach et al., 1988; Hoernle et al., 1991; Janney & Castillo, 2001; Millet et al., 2008). No entanto, pela observação do diagrama da Fig. 6.26 verifica-se que tal é bastante improvável, uma vez que a interacção dos magmas com

⁹⁵ *Assimilation-fractional crystallization process* (DePaolo, 1981). A contaminação dos magmas por materiais crostais dá-se durante a sua permanência na câmara magmática. Sendo a cristalização fraccionada um processo exotérmico, o calor libertado leva a que se atinja a temperatura *solidus* das rochas encaixantes possibilitando a sua fusão.

uma crosta oceânica alterada com aquela assinatura levaria a um incremento conjunto das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$.

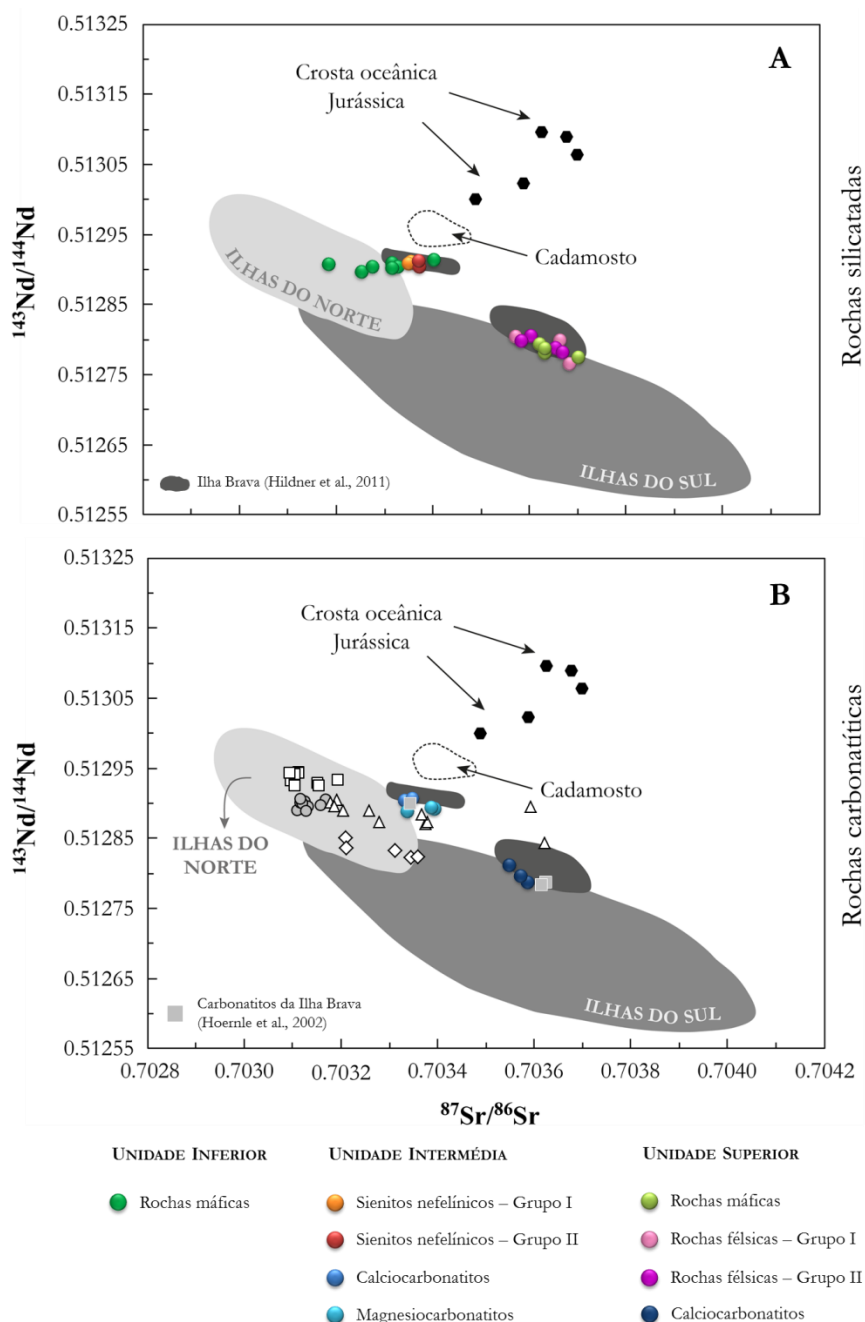


Fig. 6.26 - Razões isotópicas de Sr e Nd obtidas para as rochas silicatadas (A) e carbonatíticas (B) da Ilha Brava projectadas no contexto das composições isotópicas do arquipélago de Cabo Verde. Também para comparação estão representados os resultados obtidos por Hildner et al. (2011) (campos cinzento-escuro) para a ilha aqui em estudo e os obtidos por Barker et al. (2012) (campo a tracejado) para o monte submarino Cadamosto. Os dados referentes às rochas silicatadas que ocorrem nas ilhas do norte (Santo Antão, São Vicente e São Nicolau) são de Jørgensen & Holm (2002), Holm et al. (2006; 2008) e Millet et al. (2008), e nas ilhas do sul (Fogo e Santiago) de Doucelance et al. (2003), Escrig et al. (2005), Martins et al. (2010) e Barker et al. (2009; 2010). As composições das rochas carbonatíticas cabo-verdianas (quadrados brancos: Fogo, triângulos brancos: Santiago, losangos brancos: Maio, círculos cinzentos: São Vicente) são de Hoernle et al. (2002) e Doucelance et al. (2010). Os dados da crosta oceânica Jurássica (hexágonos negros) são de Janney & Castillo (2001) e Gerlach et al. (1988).

Sendo a panóplia de potenciais contaminantes enorme e as suas composições não totalmente constrangidas, é extremamente difícil refutar o papel da contaminação crustal (*s.l.*) no desenvolvimento das características isotópicas das rochas silicatadas estudadas. A variação observada de SiO_2 e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ sugere a actuação de processos de AFC, contudo, a natureza do contaminante fica por explicar.

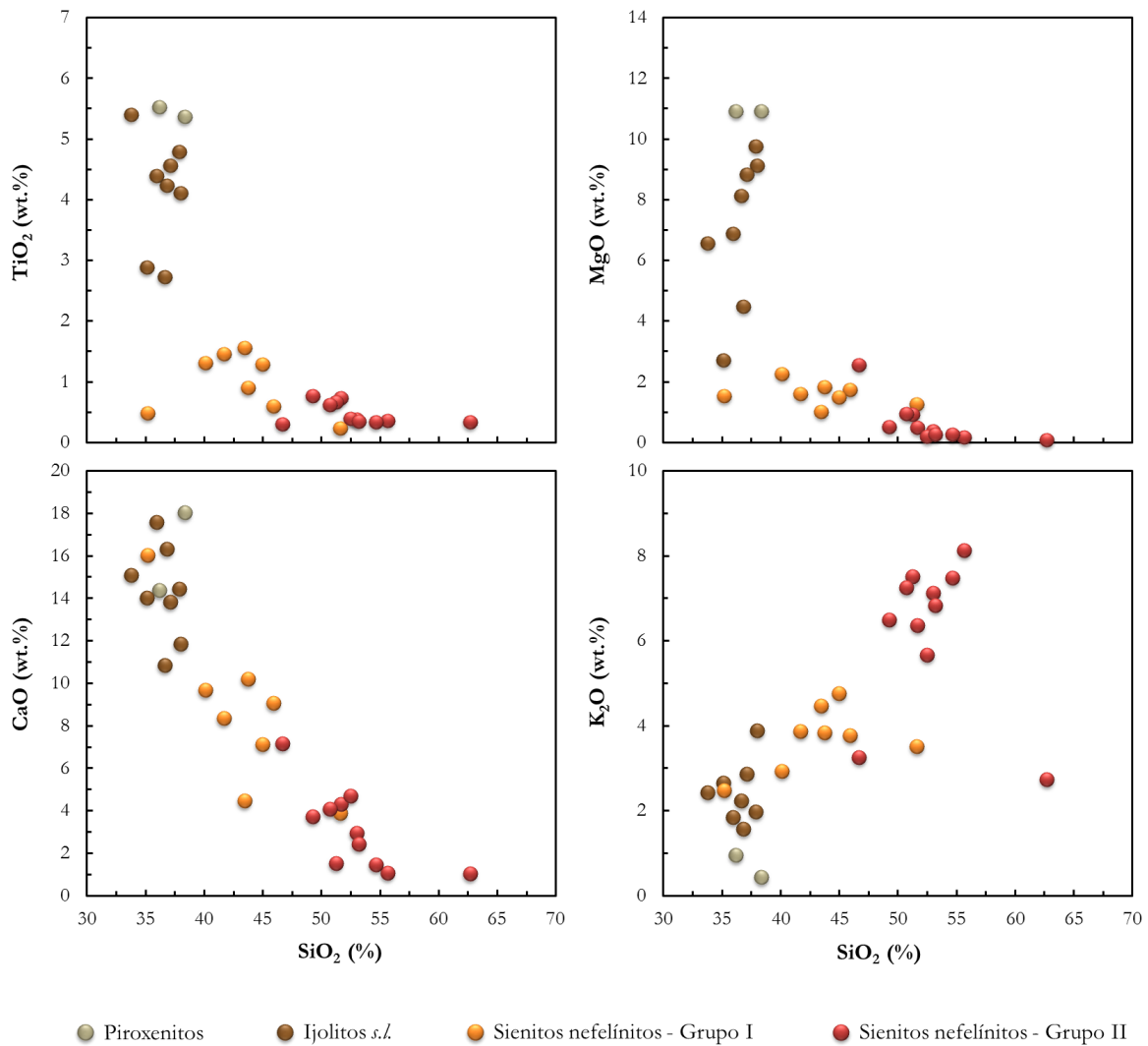


Fig. 6.27 - Variação da concentração do TiO_2 , MgO , CaO e K_2O em função da concentração de SiO_2 para as rochas intrusivas da Unidade Intermédia.

Considerando a variação de alguns elementos maiores, nomeadamente o TiO_2 , MgO , CaO e K_2O (Fig. 6.27), desde os termos menos diferenciados até aos mais evoluídos (clinopiroxenitos \rightarrow sienitos nefelínicos), poder-se-ia colocar a hipótese da evolução geoquímica destas rochas se ter dado por cristalização fraccionada. Assim, o aumento dos teores de Al_2O_3 , Na_2O e K_2O concomitantemente com o decréscimo dos teores de MgO ,

CaO, Fe_2O_3^t e TiO_2 à medida que o SiO_2 diminui poderia ser o reflexo da fraccionaço de clinopiroxena, anfíbola, perovskite, esfena e apatite a partir dos magmas menos evoluídos. Já os elevados teores em álcalis e alumínio associados a concentraço de sílica mais elevadas poderiam ser atribuídos a acumulaço de feldspatos e feldspatóides, fases essas que podem ser observadas nos sienitos nefelínicos.

Também as correlaço es relativamente boas que se observam entre o MgO e alguns elementos compatíveis, como o Co, V e Sc (Fig. 6.28), fortalecem a hipótese destas rochas se relacionarem por um processo de cristalizaço fraccionada. De facto, os dois primeiros (Co e V) tendem a mostrar grande afinidade com óxidos de Fe-Ti (magnetite e ilmenite) e menos com a clinopiroxena e anfíbola, ao contrário do Sc, que particiona preferencialmente na clinopiroxena. O intenso decréscimo desses elementos traço com o MgO nas rochas máficas e ultramáficas desta unidade poderia, então, ser explicado pela fraccionaço das referidas fases minerais no decurso evolutivo desta série alcalina.

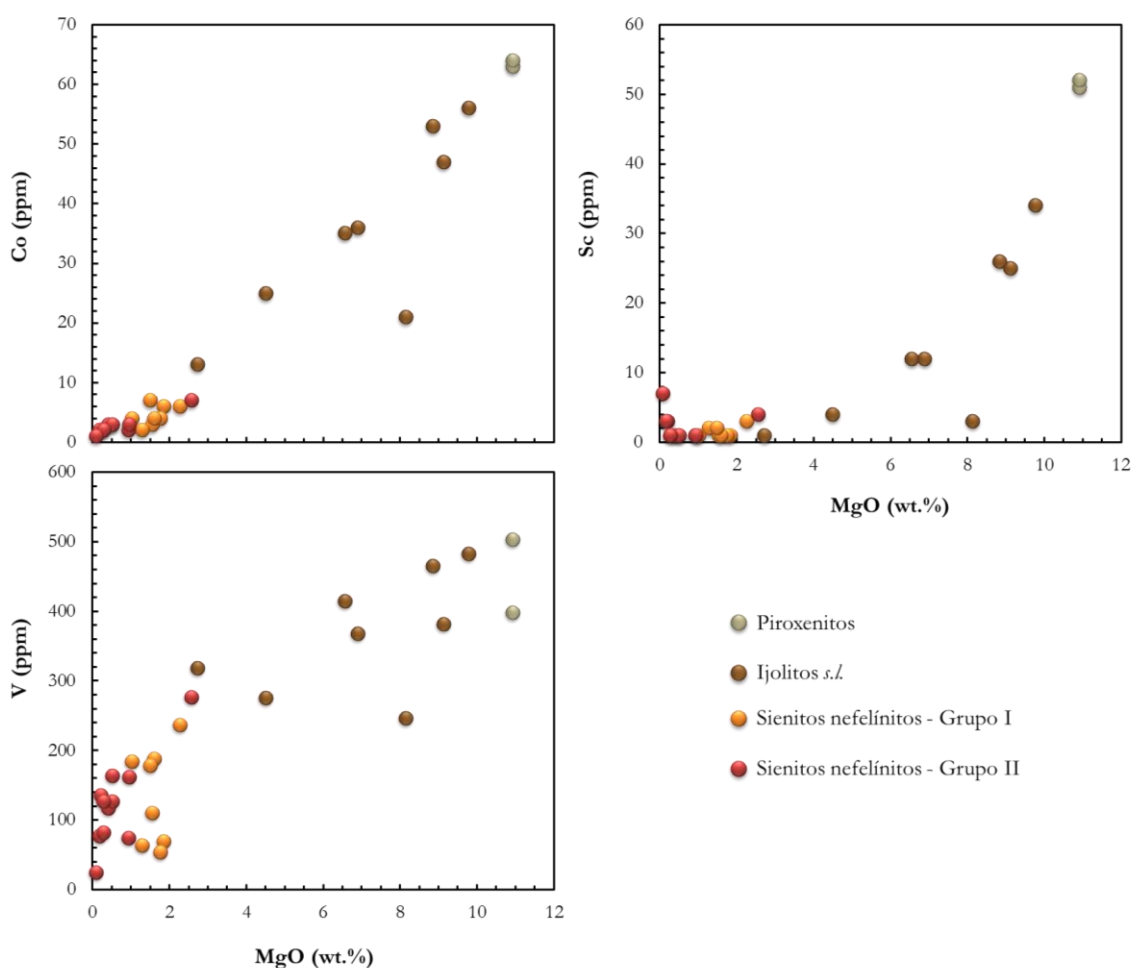


Fig. 6.28 - Variaço com o teor em MgO da concentraço dos elementos considerados compatíveis (Co: $R = 0.97$, Sc: $R = 0.88$, V: $R = 0.89$) com as fases minerais envolvidas nos processos de cristalizaço fraccionada que deram origem às rochas máficas e félsicas da Unidade Intermédia.

É importante destacar que nos sienitos nefelínicos os teores daqueles elementos são muito baixos, o que sugere que poderão estar relacionados com o processo de diferenciação do magma silicatado que deu origem aos termos máficos e ultramáficos desta unidade.

No que diz respeito aos elementos traço incompatíveis, ficou demonstrado no subcapítulo anterior que quando o grau de incompatibilidade entre dois deles é muito alto mas semelhante entre si, estes tendem a desenvolver correlações lineares que passam pela origem das coordenadas dos eixos em diagramas do tipo $C_j^{liq} = f(C_i^{liq})$, ou seja, a razão entre esses elementos permanece constante ao longo de todo o processo de fusão parcial e/ou cristalização fraccionada. Nesta perspectiva, a observação de razões constantes entre elementos deste tipo é condição *sine qua non* para se poderem considerar como comagmáticas um determinado conjunto de litótipos.

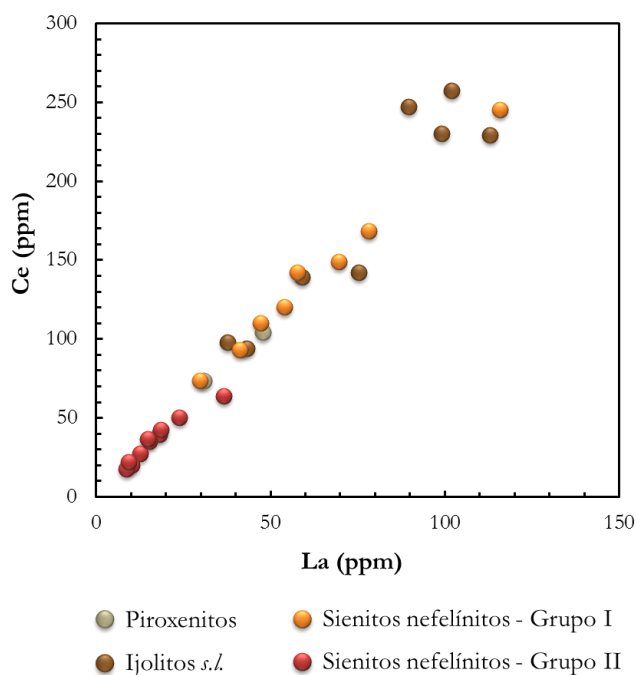


Fig. 6.29 - Projecção das abundâncias de La e Ce (em ppm) para as rochas silicatadas da Unidade Intermédia. Observa-se uma boa correlação linear ($R = 0.98$) que passa muito próxima da origem das coordenadas, o que seria indicativo da actuação de processos de cristalização fraccionada não fosse os termos mais diferenciados (sienitos nefelínicos do Grupo II) possuírem os mais baixos teores nos elementos incompatíveis em causa.

As terras raras mais leves, La e Ce, possuem propriedades geoquímicas muito próximas, o que leva a que o seu comportamento em qualquer sistema magmático seja extremamente consistente. Além do mais, são também conhecidas pelo seu carácter fortemente incompatível nos líquidos silicatados, desde que não fraccionem fases exóticas como, por exemplo, apatite,

esfena e eudialite. Por tudo isto, é de se esperar que a sua razão não se altere significativamente ao longo dos principais processos petrogenéticos mencionados. Parte deste cenário é posta em evidência na Fig. 6.29. Efectivamente, a esmagadora maioria das amostras silicatadas da Unidade Intermédia define uma correlação linear relativamente boa ($R = 0.98$) passando pela origem, o que atesta a constância da razão La/Ce. Todavia, para além de se verificar uma sobreposição de teores entre as rochas máficas (clinopiroxenitos e ijolitos *s.l.*) e os sienitos nefelínicos do Grupo I, são as litologias mais diferenciadas, posição aqui ocupada pelos sienitos nefelínicos do Grupo II, que apresentam os teores mais baixos naqueles dois elementos incompatíveis. Este assunto voltará a ser abordado mais adiante onde alguns esforços foram feitos na tentativa de encontrar uma explicação plausível para o comportamento das terras raras nestas rochas.

Derivado do seu carácter acumulado, as rochas alcalinas desta unidade tendem a apresentar intervalos de variação dos seus teores em HFSE⁹⁶ extremamente amplos (por exemplo, o Zr varia desde 45 até 6 820 ppm e o Nb desde 17 a 783 ppm). Por forma a contornar este problema, Chakhmouradian (2006) propõe o uso de razões elementares (Zr/Hf e Nb/Ta) em detrimento das suas abundâncias absolutas uma vez que aquelas podem ser mais informativas acerca da evolução magmática. Na Fig. 6.30 encontram-se representadas as variações das referidas razões relativamente ao MgO.

Como se observa pela Fig. 6.30A, a razão Zr/Hf apresenta um aumento exponencial ao longo do processo evolutivo, desde os clinopiroxenitos (Zr/Hf = 28 - 30) até aos sienitos nefelínicos do Grupo I (Zr/Hf = 45 - 90), passando pelos ijolitos *s.l.* (Zr/Hf = 36 - 50). Já os sienitos nefelínicos do Grupo II apresentam razões similares aos sienitos nefelínicos do Grupo I. Por sua vez, o espectro de variação compreende valores inferiores aos condritos (Zr/Hf = 36.3; Sun & McDonough, 1989) - como é o caso dos clinopiroxenitos - até supercondríticos (sienitos nefelínicos).

O mesmo padrão de comportamento se observa para a razão Nb/Ta. Com excepção de alguma sobreposição nos valores das razões dos clinopiroxenitos (Nb/Ta = 9 - 17) e ijolitos *s.l.* (Nb/Ta = 9 - 16), existe um incremento exponencial desta razão no sentido dos termos mais diferenciados (sienitos nefelínicos: Grupo I, Nb/Ta = 8 - 26; Grupo II, Nb/Ta = 18 - 188). Também aqui o intervalo de variação abrange valores sub- e supercondríticos (Nb/Ta = 17.6; Sun & McDonough, 1989).

⁹⁶ Ver subcapítulo 6.3.3.1.

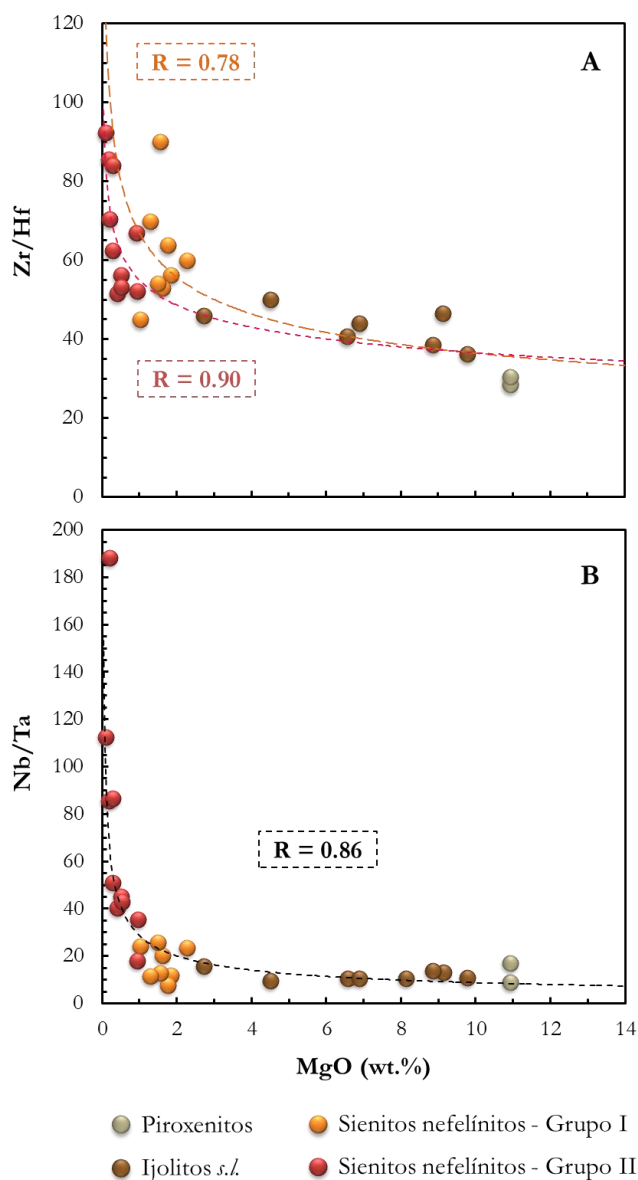


Fig. 6.30 - Variação das razões Zr/Hf (A) e Nb/Ta (B) no decurso da diferenciação magmática, aqui materializada pelo MgO (em wt.%) como índice evolutivo. Os valores de R correspondem aos coeficientes de correlação calculados a partir das curvas de regressão potencial que melhor se ajustam aos dados.

Aqueles pares de elementos incompatíveis partilham a mesma carga (e.g., Zr^{4+} e Hf^{4+} ; Nb^{5+} e Ta^{5+}) e efectivamente também o mesmo raio iónico (e.g., $r_{Zr} = 0.72$, $r_{Hf} = 0.71$, $r_{Nb} = 0.64$ e $r_{Ta} = 0.64$; Shannon, 1976). Estas semelhanças nas propriedades químicas determinam a coerência do seu comportamento geoquímico, não sendo provável que ocorra fraccionação entre eles durante os processos geológicos (Goldschmidt, 1937). Por conseguinte, as razões Zr/Hf e Nb/Ta deveriam não só ser constantes em todos os materiais terrestres como também apresentarem os mesmos valores que os condritos menos diferenciados (“CI condrite”;

Sun & McDonough, 1989). Porém, mais são as excepções do que a regra no que respeita a este pressuposto e inúmeros são os testemunhos de casos onde aquelas razões variam até várias ordens de magnitude (e.g., David et al., 2000; Munhá et al., 2006; Pfänder et al., 2007; Niu, 2012).

Não sendo o objectivo deste trabalho entender as causas da fraccionação das razões Zr/Hf e Nb/Ta observadas nos OIB e MORB, a presente discussão centrar-se-á somente na tentativa de compreender a origem da variabilidade daquelas razões nas rochas plutónicas da Unidade Intermédia da Ilha Brava.

Sendo sobretudo cumulados, poder-se-ia atribuir a disparidade nos valores encontrados à presença de fases minerais específicas. Através da projecção das razões de Zr/Hf e Nb/Ta contra alguns elementos traço que comumente incorporam os minerais constituintes das litologias encontradas nesta unidade, quer como componentes principais quer em substituição dos mesmos, pretendeu-se identificar quais as fases que controlam a distribuição destes elementos na rocha, levando, assim, à sua fraccionação.

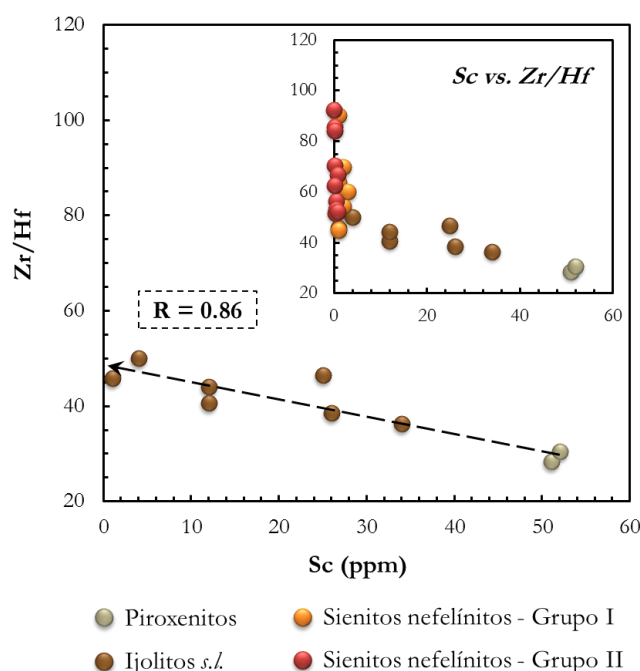


Fig. 6.31 - Diagrama Sc *vs.* Zr/Hf ilustrando o comportamento deste par geoquímico de HFSE para as litologias silicatadas da Unidade Intermédia.

Na Fig. 6.31 observa-se claramente uma correlação relativamente boa entre as razões Zr/Hf e as abundâncias em Sc definida pelos clinopiroxenitos e ijolitos *s.l.*, indicando que, durante a cristalização daquelas rochas, as variações naquela razão foram controladas pela

precipitação de clinopiroxena. Esta conclusão é corroborada pelos valores dos coeficientes de partição determinados experimentalmente para estes dois elementos relativamente ao par clinopiroxena - líquido magmático ($D_{\text{Hf}}^{\text{cpx/liq}} = 0.2 - 0.25$ e $D_{\text{Zr}}^{\text{cpx/liq}} = 0.1 - 0.14$; Johnson, 1994; Fujinawa & Green, 1997; David et al., 2000), os quais determinam que o Hf é mais compatível com a clinopiroxena do que o Zr. Nesta perspectiva, os mais baixos valores de Zr/Hf caracterizando os piroxenitos são compatíveis com as evidências de que para a geração deste tipo litológico concorreram processos de acumulação de clinopiroxena.

No entanto, valores de $D_{\text{Hf}}^{\text{min/liq}}$ mais elevados do que de $D_{\text{Zr}}^{\text{min/liq}}$ para os sistemas anfíbola - líquido alcalino e esfena - líquido alcalino (Weaver, 1990; Fujinawa & Green, 1997; Prowatke & Klemme, 2005) sugerem que estas fases são igualmente capazes de fraccionar a razão Zr/Hf durante um mesmo processo de cristalização fraccionada.

Mais do que a anfíbola, com a qual o Zr e o Hf são efectivamente incompatíveis [$D_{\text{Zr}}^{\text{anf/liq}} = 0.124 - 0.310$ e $D_{\text{Hf}}^{\text{anf/liq}} = 0.270 - 0.590$; dados de Dalpé & Baker (1994), LaTourrette et al. (1995) e Adam & Green (2006)], é a esfena quem tem maior capacidade de fraccionar aqueles dois elementos. Assim, o aumento da razão Zr/Hf dos clinopiroxenitos para os ijolitos *s.l.* deve-se não só à maior representatividade que esta fase tem nos termos máficos mais diferenciados mas também aos próprios teores em ZrO_2 da esfena, que são consideravelmente mais elevados nos ijolitos *s.l.* do que nos clinopiroxenitos, como o comprovam as análises realizadas por microsonda electrónica (0.242 - 1.385 wt.% e 0.130 - 0.231 wt.%, respectivamente; Capítulo 5, Anexo IV.2).

Assim como o par geoquímico Zr-Hf, também o outro par de HFSE (Nb-Ta) representado na Fig. 6.30B define uma correlação potencial negativa com o MgO, encontrando-se muito mais enriquecido nos sienitos nefelínicos do Grupo II do que nas restantes litologias, como, aliás, já foi mencionado anteriormente. Juntamente com o progressivo empobrecimento em MREE, o aumento das razões Nb/Ta no sentido das composições mais diferenciadas tem sido interpretado como o reflexo da influência da esfena durante a petrogénese de magmas alcalinos (e.g., Wolff, 1984; Prowatke & Klemme, 2005). De facto, trabalhos experimentais têm demonstrado que em magmas desta natureza, o Ta apresenta-se mais compatível com esta fase mineral do que o Nb (e.g., $D_{\text{Nb}}/D_{\text{Ta}} = 0.07 - 0.28$; Prowatke & Klemme, 2005), levando a que a sua precipitação cause um incremento na razão Nb/Ta no líquido residual. Outras fases são conhecidas por também sequestrarem aqueles elementos do magma, entre as quais a magnetite, ilmenite e rútilo (e.g., Green & Pearson, 1987; Klemme et al., 2005). Contudo, para

o caso presente, pouca influência terão exercido as duas primeiras fases naquelas razões, uma vez que a sua capacidade de fraccionar Nb do Ta é bastante mais baixa comparativamente à esfena (magnetite: $D_{Nb}/D_{Ta} = 0.8$, ilmenite: $D_{Nb}/D_{Ta} = 0.7 - 0.8$, esfena: $D_{Nb}/D_{Ta} = 0.3 - 0.4$; Green & Pearson, 1987), como também a sua proporção modal nestas rochas é reduzida. O rutilo, por sua vez, não foi identificado em nenhuma das amostras estudadas.

Um aspecto curioso, já salientado anteriormente (e.g., Figs. 6.14 e 6.29), prende-se com o acentuado empobrecimento em REE, evidenciado particularmente pelas amostras mais diferenciadas desta unidade, aspecto que se passará a tentar explicar.

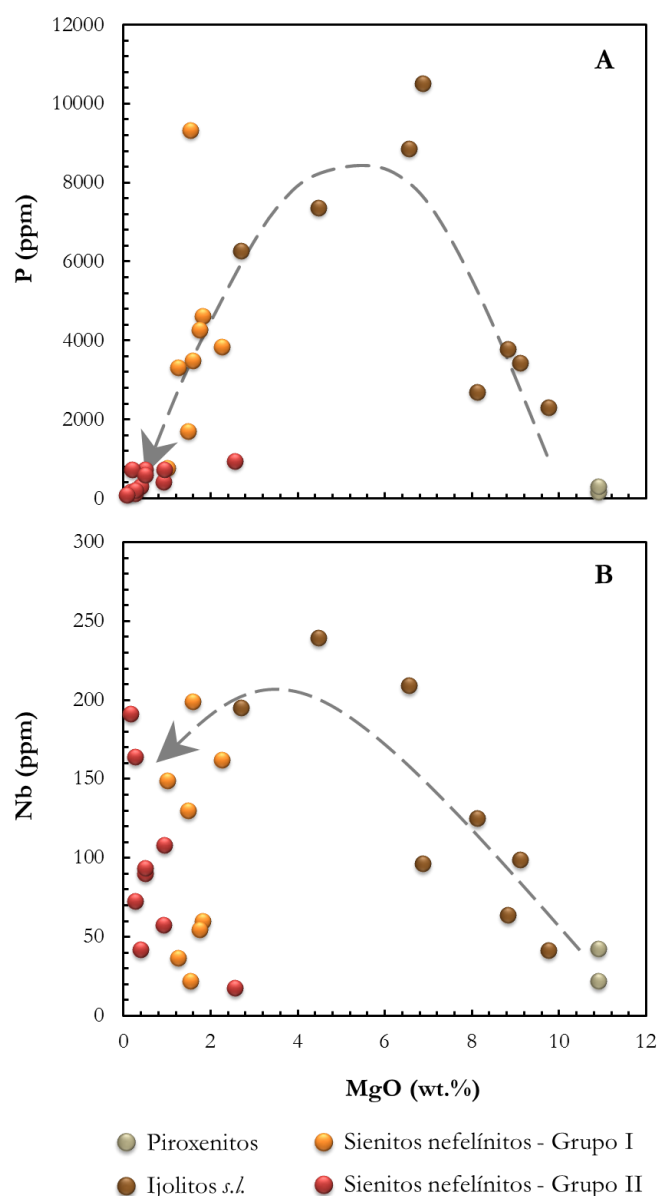


Fig. 6.32 - Variação do (A) P e (B) Nb com o MgO (wt.%) nas amostras silicatadas da Unidade Intermédia.

Pela Fig. 6.32 observa-se, grosso modo, que os teores em P e Nb aumentam dos clinopiroxenitos aos ijolitos *s.s.* (comportando-se, portanto, como elementos incompatíveis), diminuindo, então, a partir daí em direcção aos sienitos nefelínicos do Grupo II, nos quais o P atinge valores mínimos. Ora, esta distribuição elementar reflecte a remoção de fases acessórias, como apatite e esfena, fases com as quais as REE são altamente compatíveis (e.g., Prowatke & Klemme, 2006a, b). Interessa, no entanto, verificar se algum destes minerais (ou ambos) se constitui como repositório de REE nas amostras aqui em estudo.

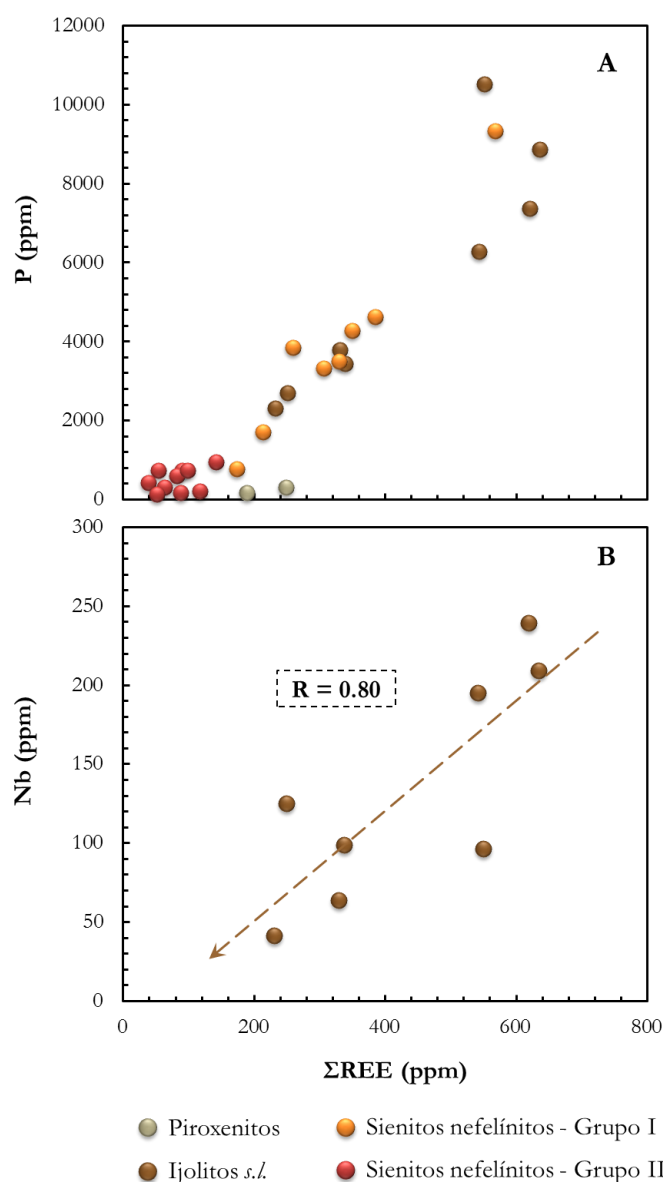


Fig. 6.33 - Projecção do somatório das terras raras (ΣREE) *vs.* os teores (em ppm) de P (A) e Nb (B). Os coeficientes de correlação entre ΣREE e P que caracterizam os ijolitos *s.s.* e os sienitos nefelínicos do Grupo I são bastante elevados ($R = 0.90$ e 0.97 , respectivamente). Já no caso do Nb, apenas se observa uma boa correlação para os ijolitos *s.s.* ($R = 0.80$).

As excelentes correlações observadas no diagrama A da Fig. 6.33 não deixam margem para dúvidas de que são as apatites as principais portadoras de elementos do grupo das terras raras, tanto nos ijolitos *s.l.* como nos sienitos nefelínicos do Grupo I. Já a esfena só alberga quantidades significativas de REE quando constituinte dos ijolitos *s.l.*, como o demonstra a ausência de correlações para os litótipos mais diferenciados. Assim, a contínua remoção de fases minerais ricas em REE, como aquelas citadas, parece ser responsável pela depleção geral em REE que se verifica para os sienitos nefelínicos do Grupo II e, em particular, também pelo empobrecimento preferencial em MREE traduzido pelos padrões côncavos observados na Fig. 6.34.

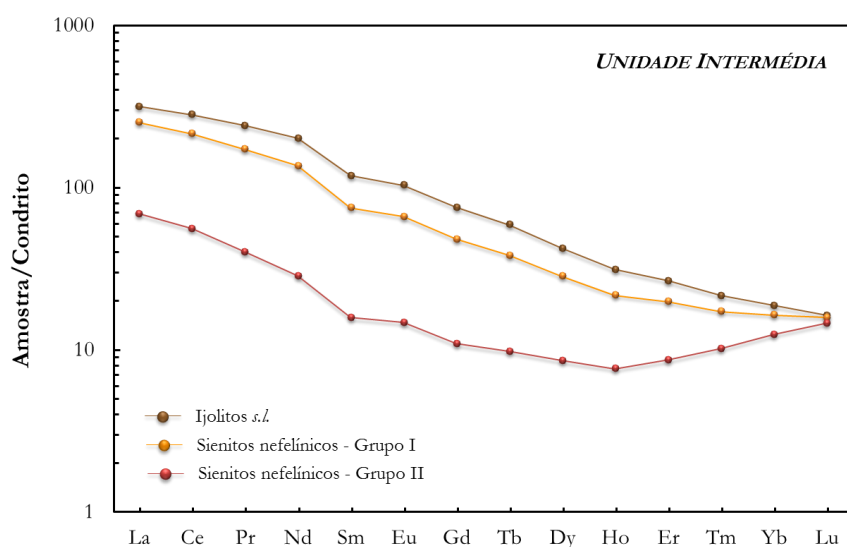


Fig. 6.34 - Padrões médios de elementos do grupo das terras raras apresentados pelas rochas plutônicas silicatadas da Unidade Intermédia, normalizados para os condritos (Palme & O'Neill, 2003).

Resumindo, os elementos traço pertencentes aos grupos dos HFSE e das terras raras (REE) parecem mostrar-se compatíveis com parte dos minerais que constituem os principais litótipos da Unidade Intermédia da Ilha Brava, pelo que as suas abundâncias e relações no contexto da rocha-total variam enormemente em função da fraccionação e/ou acumulação das diferentes fases mineralógicas que os albergam em cada uma das referidas litologias.

6.5.2.3. Unidade Superior: magmatismo bimodal subaéreo

Ao longo deste trabalho, a Unidade Superior da Ilha Brava tem sido descrita como uma “sequência” vulcânica constituída, num extremo, por termos básicos que vão desde nefelinitos a fonotefritos, e noutro por rochas félsicas, mais precisamente nefelinitos fonolíticos e

fonólitos. Se desse conjunto apenas fazem parte rochas de natureza silicatada, ainda há que considerar as rochas carbonatíticas calcíticas extrusivas que ocorrem em múltiplos pequenos afloramentos isolados (Mourão et al., 2010b), cuja discussão petrogenética será abordada mais adiante (subcapítulo 6.5.4).

Os fonólitos são comuns em ilhas oceânicas, ainda que normalmente possuam uma fraca representatividade (apenas alguns % do volume total da massa vulcânica aflorante) quando comparados com as composições máficas (Legendre et al., 2005). Estas rochas estão, geralmente, geográfica e temporalmente associadas a lavas basaníticas, enquanto os traquitos são quase sempre encontrados em estreita associação com basaltos fracamente alcalinos (Lacroix, 1927). A explicação mais aceite no seio da comunidade científica para a origem destas rochas assume uma derivação das mesmas por cristalização fraccionada a partir das lavas alcalinas que se lhes encontram associadas (Le Roex et al., 1990; Weaver, 1990; Caroff et al., 1993; Thompson et al., 2001; Cousens et al., 2003), conjuntamente ou não com assimilação de material quer das paredes da câmara magmática quer das condutas utilizadas para chegar à superfície (Davidson & Wilson, 1989; Freundt & Schmincke, 1995; Wolff et al., 2000).

À parte da dispersão que, de forma variável, se observa em alguns dos diagramas da Fig. 6.35, a esmagadora maioria apresenta correlações suficientemente razoáveis para permitir, numa primeira análise, atribuir a variação composicional observada a processos de cristalização fraccionada. Porém, o comportamento do MgO, óxido representativo do índice de evolução do sistema, e também dos elementos compatíveis (Cr, Co, Sc e V; Fig. 6.36), deixam antever uma história genética bastante mais complexa para este conjunto de rochas. A primeira dúvida que surge prende-se imediatamente com a possibilidade das mesmas não serem cogenéticas. Alguns argumentos confirmando esta suspeita são expostos a seguir, a começar pela distribuição das composições isotópicas determinadas para estas amostras.

6. Geoquímica elementar e isotópica (Sr-Nb-Pb)

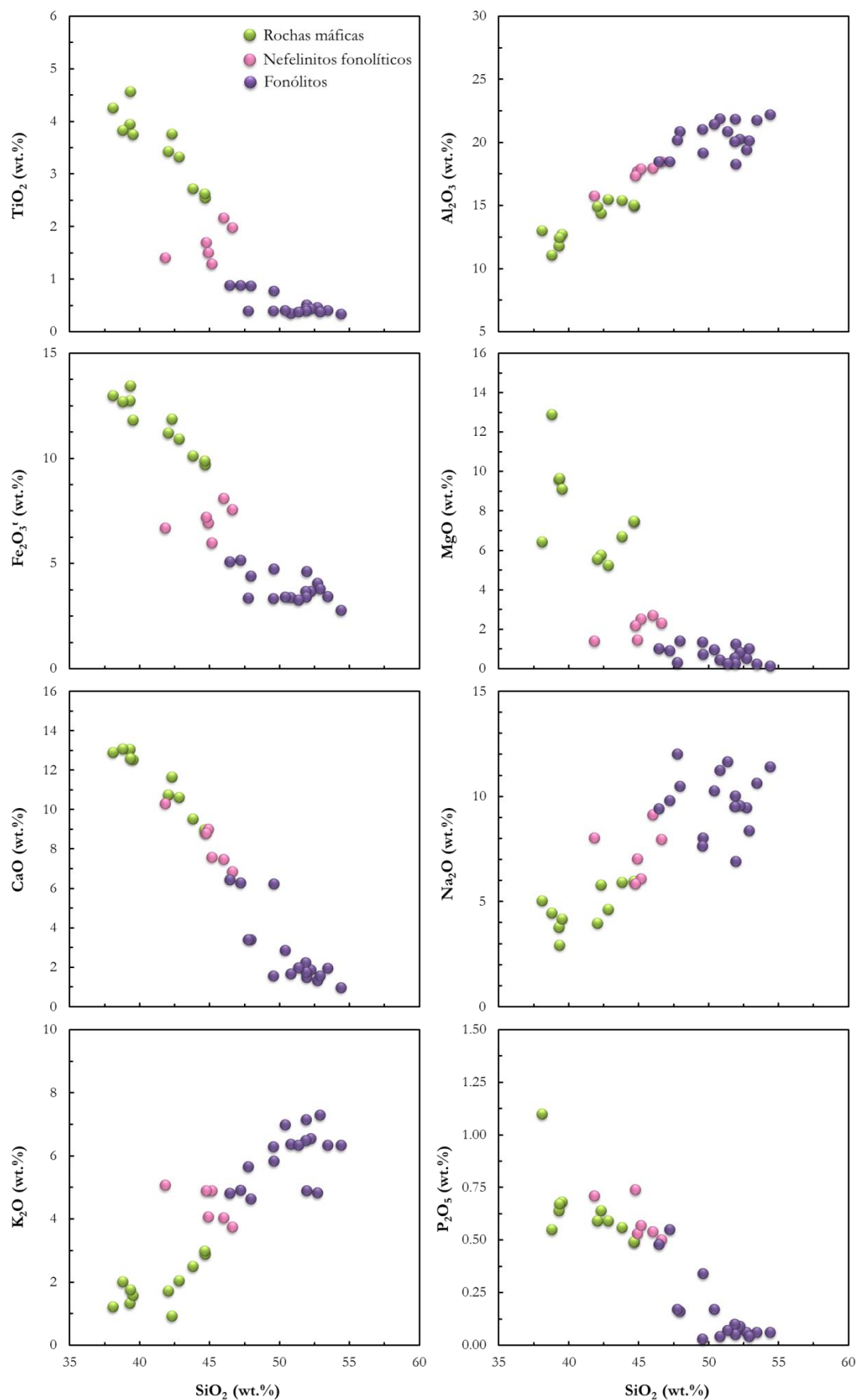


Fig. 6.35 - Variação da concentração dos elementos maiores em função da concentração de SiO_2 para as rochas máficas e félsicas da Unidade Superior.

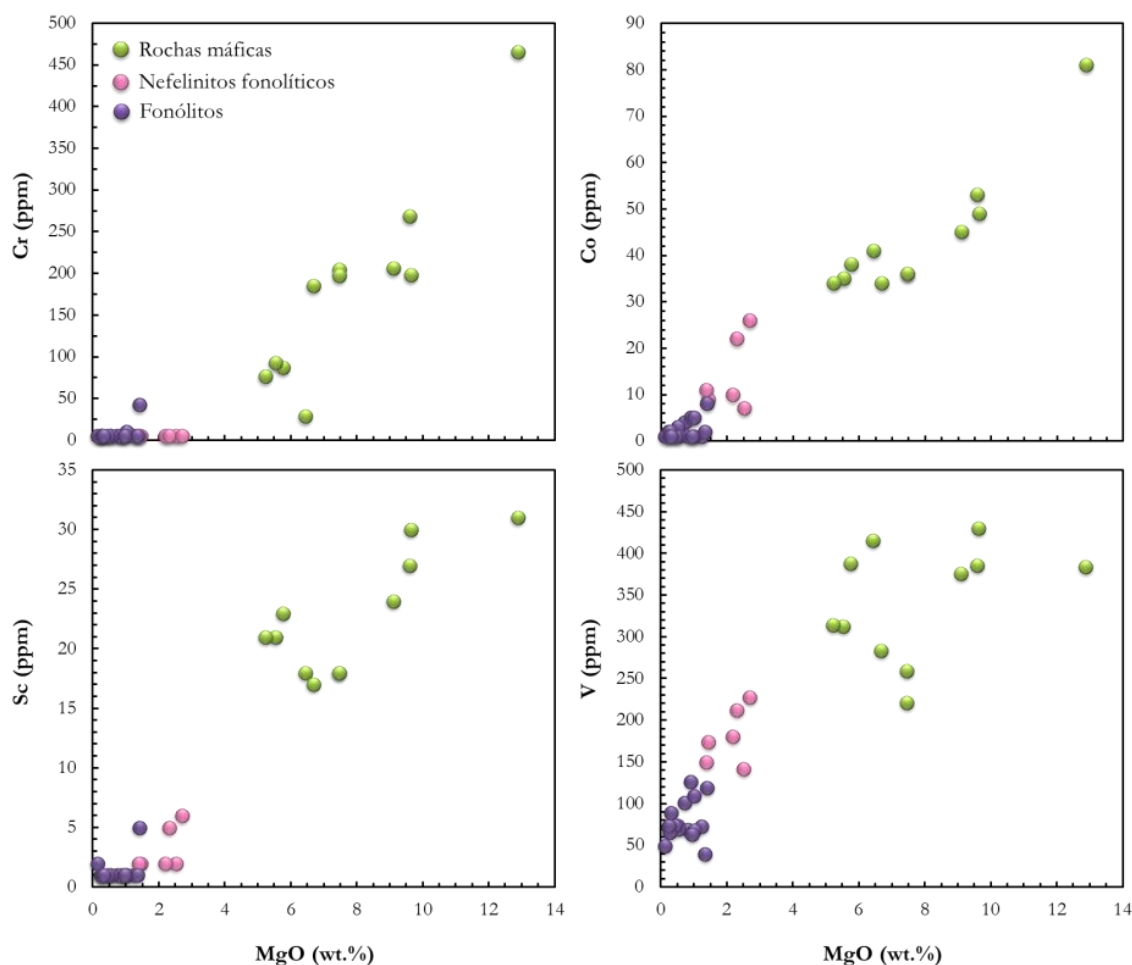


Fig. 6.36 - Variação com o teor em MgO da concentração dos elementos considerados compatíveis com as fases minerais envolvidas nos processos de cristalização fraccionada que deram origem às rochas máficas e félsicas da Unidade Superior.

Uma observação mais atenta permite constatar que mesmo considerando somente as rochas máficas, entre a amostra menos radiogénica em Sr (CY-99: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703621$) e a mais radiogénica (CY-32: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703701$) existe uma diferença de 0.00008, ou seja, excede 10 vezes o admitido pelo erro analítico (Fig. 6.18A e Tabela 6.4). O mesmo se passa com os outros sistemas isotópicos (Nd e Pb), quer se considerem apenas as rochas máficas quer se incluam também as félsicas. Ora, não é expectável que ocorram variações nas razões isotópicas durante os processos de fusão parcial e cristalização fraccionada (e.g., López-Ruiz & Cebriá, 1990).

Para justificar este comportamento poder-se-ia pensar na hipótese do envolvimento de processos de AFC, ou seja, assimilação crosta associada a cristalização fraccionada. Contudo, a ser verdade, seria expectável que os exemplares mais evoluídos tivessem razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais elevadas, uma vez que os materiais crostais são, em regra, mais radiogénicos em Sr que a

gama de valores que caracterizam estas rochas. Ora, a amostra de fonotefrito (CY- 200) deita por terra esta teoria por apresentar valores daquela razão mais baixos que as outras amostras menos diferenciadas (mais subsaturadas em SiO_2) (Fig. 6.37).

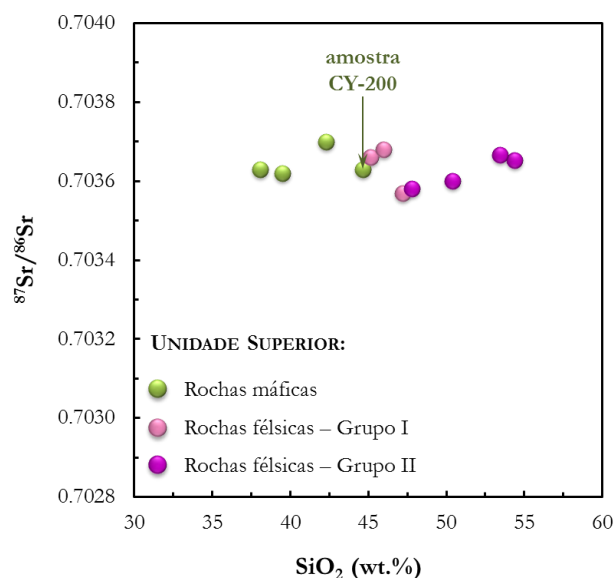


Fig. 6.37 - Projecção dos teores de SiO_2 *vs.* $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para as rochas silicatadas da Unidade Superior, com destaque para a amostra de fonotefrito CY-200 que, embora sendo a mais diferenciada do conjunto de rochas máficas amostradas, apresenta um dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ mais baixos.

A oscilação dos valores das razões isotópicas para além dos limites admitidos pelos erros analíticos é indicativa de fontes mantélicas distintas. Assim sendo, é de esperar também que os elementos traço incompatíveis revelem essa distinção.

Pelas razões enumeradas no subcapítulo anterior, os pares de elementos La/Ce e Nb/Ta são conhecidos por apresentarem um comportamento coerente em múltiplos processos geoquímicos. Sendo também fortemente incompatíveis, a relação traduzida pela Eq. 6.7 mostra que, em diagramas do tipo $C_i^{\text{liq}} = f(C_j^{\text{liq}})$, estes elementos deveriam definir rectas de correlação linear, a passar pela origem, para toda a população amostral derivada da mesma fonte sólida inicial. Ora, tal não é o que se observa na Fig. 6.38. Ainda que no caso da projecção Nb *vs.* Ta se defina uma correlação relativamente boa para as rochas máficas, a mesma não passa pela origem, o que denota uma variação na razão Nb/Ta entre as amostras, contrariando a relação matemática expressa na Eq. 6.7. Note-se que mesmo considerando somente um único tipo litológico, como é o caso das rochas máficas, existe uma variação na razão Nb/Ta (materializada no diagrama da Fig. 6.38 pelas duas correlações lineares representadas a tracejado). Difícil também é estabelecer uma relação de consanguinidade entre

as rochas máficas e as félsicas e ainda entre as rochas félsicas entre si devido a ausência de razões constantes entre elementos deste tipo, que constitui uma condição indispensável para serem consideradas comagmáticas.

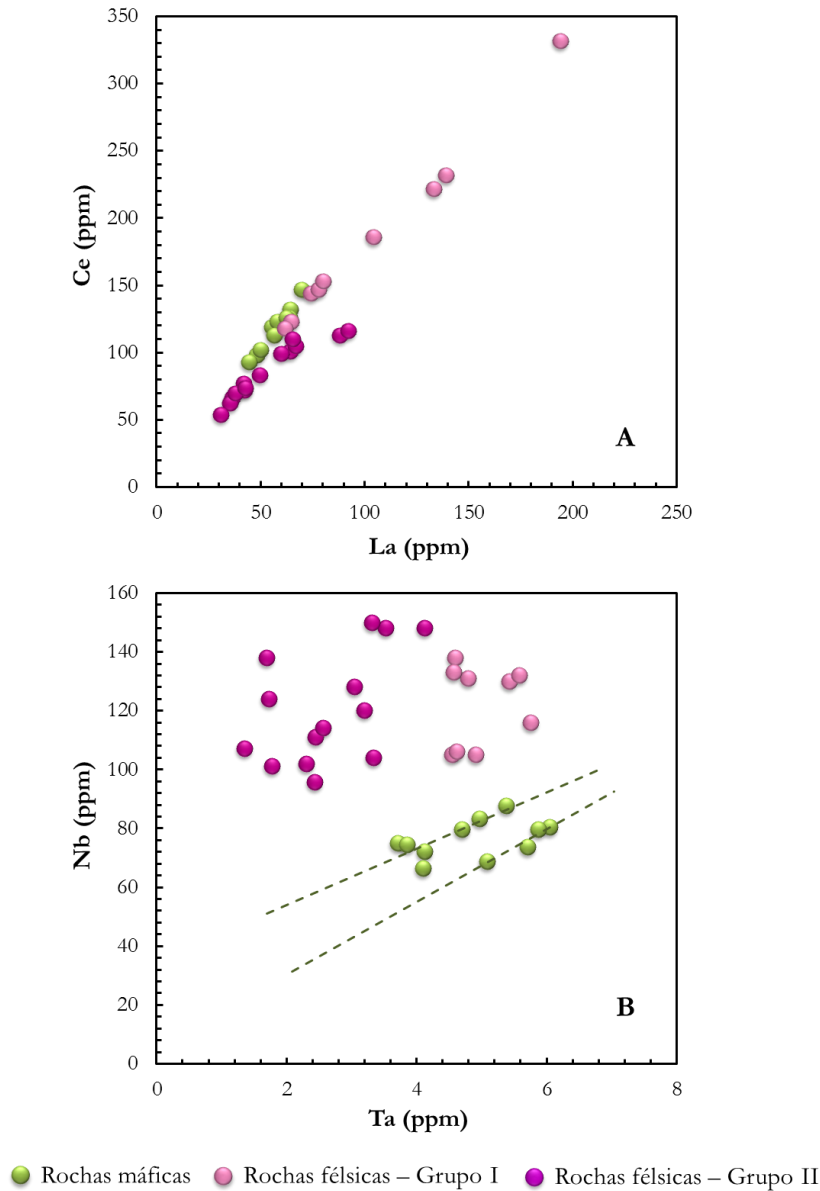


Fig. 6.38 - Projecção dos pares elementares (A) La/Ce e (B) Nb/Ta para as rochas máficas e félsicas da Unidade Superior. Note-se que mesmo considerando somente um único tipo litológico, como é o caso das rochas máficas, existe uma variação na razão Nb/Ta (materializada no diagrama pelas duas correlações lineares representadas a tracejado).

Outro aspecto que merece atenção na figura anterior é a relativa depleção em terras raras (La e Ce) que se observa para as amostras mais diferenciadas desta unidade: uma repetição do que foi constatado no caso das suas equivalentes plutónicas na Unidade Intermédia (sienitos

nefelínicos do Grupo II). Se para estas últimas foi possível justificar aquele comportamento com a fraccionação/acumulação de fases acessórias, como apatite e esfena, já para as rochas vulcânicas félsicas que afloram na unidade vulcanoestratigráfica mais recente da ilha tal não é possível. Senão, vejamos-se os diagramas da Fig. 6.39, onde não existe qualquer correlação das terras raras com o P, constituinte estequiométrico das apatites, o que indica que mesmo que a fraccionação dessa fase mineralógica não terá sido responsável pelo controle das REE. Pela mesma razão, tão-pouco pode a esfena desempenhar aquele papel.

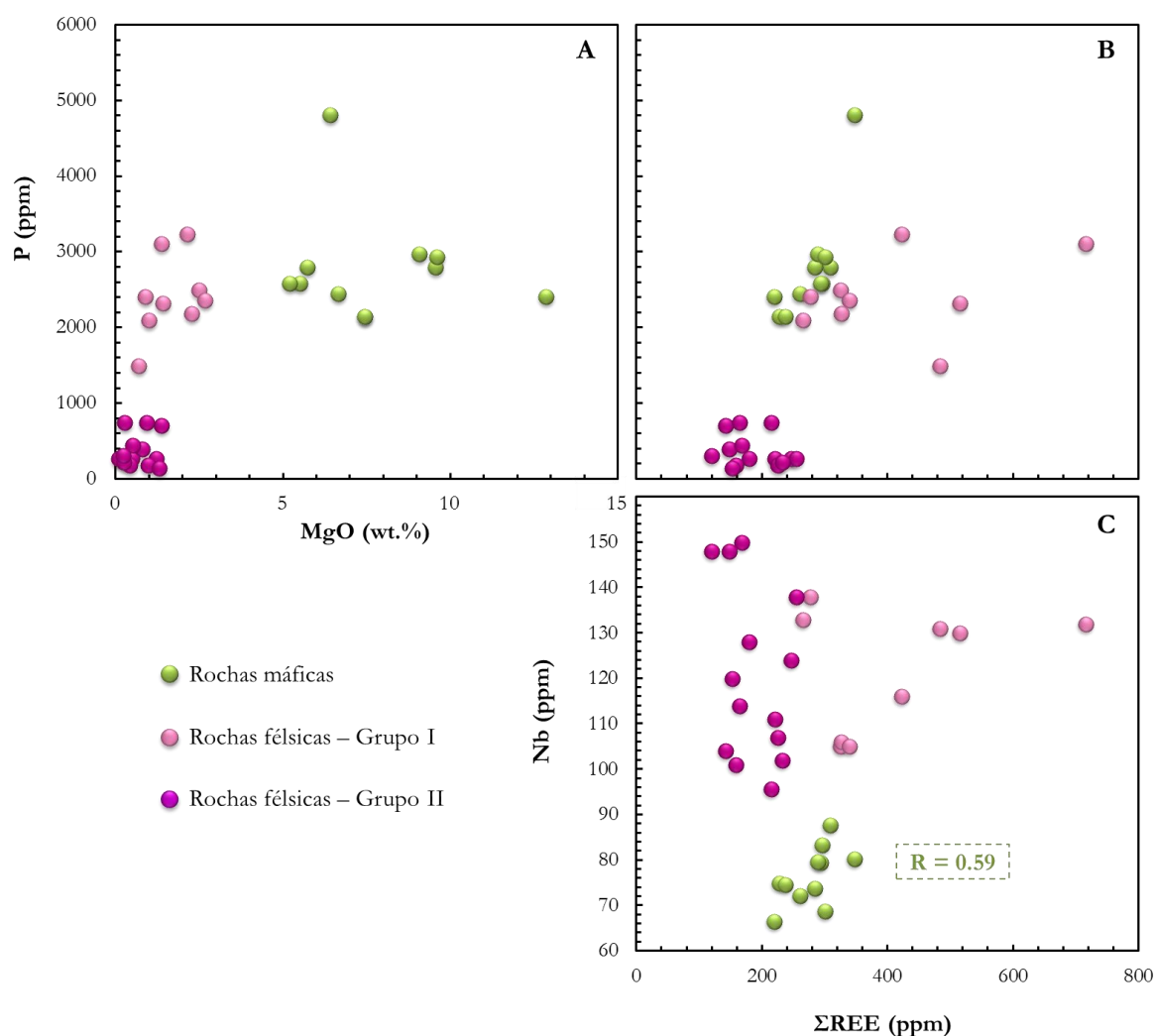


Fig. 6.39 - Variação das concentrações elementares de MgO (wt.%), P e REE (ppm) para as rochas da Unidade Superior: (A) MgO *vs.* P, (B) ΣREE *vs.* P, e (C) ΣREE *vs.* Nb.

Sendo os teores em REE das amostras félsicas do Grupo II, contrariando o que seria expectável em resíduos da evolução magmática por cristalização fraccionada, extremamente baixos e não os podendo explicar pela fraccionação de fases portadoras daqueles elementos,

corroborar-se o que vem sendo mostrado em outras projecções gráficas elementares: que estas rochas não estão geneticamente relacionadas.

Modelos alternativos à cristalização fraccionada como mecanismo de origem dos fonólitos e traquitos das ilhas oceânicas têm sido avançados desde há já algumas décadas. Um deles envolve baixos graus de fusão parcial de um manto enriquecido gerando magmas ricos em sílica e álcalis (Bailey, 1987), mais ou menos similares aos vidros vulcânicos intersticiais de carácter félsico que ocorrem em xenólitos mantélicos, alguns dos quais com composição traquítica ou fonolítica (Schiano et al., 1994; Neumann & Wulff-Pedersen, 1997; Wulff-Pedersen et al., 1999). Este processo pode culminar com a instalação de pequenos volumes de magmas evoluídos durante as primeiras fases de desenvolvimento das ilhas oceânicas (Devey et al., 2001).

A aplicabilidade deste modelo à Brava parece negada pelo facto de $\approx 90\%$ da área da ilha ser coberta por materiais fonolíticos (Bebiano, 1932; Madeira et al., 2010).

De facto, na Brava, ao contrário do relatado para as outras ilhas do arquipélago de Cabo Verde⁹⁷, as rochas extrusivas félsicas (nefelinitos fonolíticos e fonólitos) ocupam uma posição predominante (ver Capítulo 3), ocorrendo em muito maior volume que as rochas máficas nefeliníticas e basaníticas contemporâneas. Este cenário não é exclusivo desta ilha cabo-verdiana, estando descritas na bibliografia inúmeras ocorrências, em ambiente oceânico, de séries magmáticas (saturadas ou subsaturadas) caracterizadas por uma maior proporção de litologias evoluídas. São exemplos a Ilha Socorro, pertencente ao arquipélago Revillagigedo (México), para a qual se estima que cerca de 80% da sua superfície seja ocupada por afloramentos de traquitos peralcalinos e riólitos (Bohrson & Reid, 1997), e a Ilha de Ua Pou no arquipélago das Marquesas (Pacífico Sul), para a qual estimativas recentes apontam para uma representatividade em 73% de fonólitos e traquitos (Legendre et al., 2005).

Para casos como os supracitados, uma outra teoria assente em dados experimentais e estudos geoquímicos tem sido ainda avançada para explicar a génese de tão grandes volumes de rochas fonolíticas ou dos seus equivalentes ricos em sílica (traquitos e riólitos). Estes modelos defendem uma origem por fusão parcial, a relativa baixa profundidade, de materiais máficos previamente instalados aquando de episódios vulcânicos anteriores, cujas composições geoquímicas deverão ser semelhantes às das rochas máficas extruídas à superfície (Hay et al., 1995; Bohrson & Reid, 1997; Legendre et al., 2005). Sendo derivadas, ainda que

⁹⁷ Outra ilha cabo-verdiana onde rochas evoluídas como fonólitos, traquitos e sienitos nefeliníticos ocorrem com bastante abundância é a Boa Vista (cerca de 50% dos afloramentos; Bebiano, 1932; Dyhr & Holm, 2010).

indirectamente, de uma fonte mantélica comum, as rochas máficas e félsicas apresentam a mesma composição isotópica, o que não acontece com as amostras aqui estudadas.

Na impossibilidade de explicar a variabilidade química e litológica das composições félsicas aflorantes na Unidade Superior por cristalização fraccionada em sistema fechado e por fusão parcial de rochas máficas, fica-se com a hipótese destas amostras serem o resultado de processos de diferenciação em sistema aberto, envolvendo assimilação de contaminantes crustais. De facto, a heterogeneidade isotópica em Sr, Nd e Pb associada às características elementares observadas poderiam conduzir a esta conclusão. Porém, a ausência de uma nítida correlação entre as razões isotópicas de Sr e os teores em SiO₂ deitam por terra tal hipótese.

Como deverá ter ficado claro com a exposição anterior, os processos envolvidos na génese e diferenciação das rochas silicatadas da Unidade Superior são bastante mais complexos do que o inicialmente previsto para série magmáticas desta natureza ocorrendo em ambiente oceânico. A total compreensão da petrogénese destas rochas passa por um estudo exaustivo das suas relações no campo conjuntamente com as suas características petrográficas, mineralógicas e geoquímicas. Não constituindo o objectivo principal desta tese, é um assunto que deverá ser abordado de forma mais pormenorizada em estudos futuros.

6.5.3. Litologias peridotíticas *vs.* piroxeníticas na(s) fonte(s) mantélica(s) da Brava: alguns considerandos

Durante muitos anos pensou-se que a litologia dominante na fonte mantélica dos magmas basálticos em geral, e dos alcalinos em particular, era o peridotito (Green & Ringwood, 1963). De facto, a maioria dos modelos desenvolvidos para a génese de magmas altamente subsaturados em sílica como os de Cabo Verde defende que estes podem ser gerados através de muito baixos graus de fusão parcial, em condições de altas pressões, de fontes peridotíticas mantélicas, em particular quando na presença de quantidades consideráveis de CO₂ (Brey & Green, 1975; Brey & Green, 1977; Hirose, 1997). Foi com base nestes pressupostos que se realizou anteriormente a modelação dos processos de génese magmática.

No entanto, alguns autores têm enfatizado que, se por um lado os fundidos parciais obtidos experimentalmente a partir de composições peridotíticas apresentam índices de alcalinidade próximos da generalidade das lavas OIB, por outro são comparativamente demasiado aluminosos, pondo em causa o seu papel como fonte daqueles magmas (Hirschmann & Stolper, 1996; Hauri, 2002; Hirschmann et al., 2003).

Em adição, múltiplas linhas de evidência indicam que o manto contém também quantidades apreciáveis de litologias máficas (e.g., Allègre & Turcotte, 1986; Hirschmann & Stolper, 1996), pobres em olivina relativamente ao típico peridotítico, mas que poderão desempenhar um papel importante na génese dos basaltos oceânicos. Os piroxenitos⁹⁸, ainda que em quantidades subordinadas, estão presentes em praticamente todos os tipos de amostras derivadas do manto, sejam elas xenólitos ou secções mantélicas expostas por acção de forças tectónicas (Hirschmann & Stolper, 1996). Numa escala mais alargada, volumes colossais de rochas máficas crostais, produzidas pelos processos contínuos de diferenciação que vêm actuando na Terra desde o seu nascimento, retornam ao manto nas zonas de subducção, eventualmente contribuindo para o magmatismo oceânico moderno (e.g., Chase, 1981; Hofmann & White, 1982; Helffrich & Wood, 2001). Aliás, a origem do componente mantélico HIMU (“high- μ ”; Zindler & Hart, 1986) tem sido consensualmente atribuída, com base na geoquímica elementar e isotópica, à reciclagem de crosta oceânica antiga, pelo que, para inúmeros autores (e.g., Hofmann & White, 1982; Zindler & Hart, 1986; Weaver, 1990), a presença de rochas piroxeníticas no manto é um facto difícil de contornar. Na verdade, se considerada a actual taxa de subducção ($\approx 21 \text{ km}^3 \text{ a}^{-1}$), um volume de crosta oceânica equivalente a cerca de 10% do manto terrestre terá sido reciclado ao longo da história da Terra (Mata et al., 1998).

Inúmeros trabalhos desenvolvidos em Cabo Verde defendem que as lavas alcalinas que afloram nas suas ilhas derivam, em parte, da fusão parcial de uma pluma mantélica profunda que transporta consigo um componente isotopicamente enriquecido, do tipo HIMU, derivado da reciclagem de crosta oceânica antiga subductada (e.g., Gerlach et al., 1988; Christensen et al., 2001; Doucelance et al., 2003; Holm et al., 2006; Barker et al., 2010; Martins et al., 2010). Como se demonstrará mais adiante neste capítulo, também a Brava apresenta evidências geoquímicas para a presença do componente HIMU na sua fonte, o que permite admitir que a fonte dos seus magmas pode conter proporções variáveis de litologias piroxeníticas (*s.l.*). Importa pois, face a todos estes dados, avaliar a razoabilidade da modelação dos processos de génese magmática anteriormente apresentada (subcapítulo 6.5.2) em que foi assumida uma composição peridotítica.

Os líquidos sobressaturados em sílica resultantes da fusão parcial de composições eclogíticas reagem com o peridotito envolvente, convertendo-o num piroxenito. Sobolev et al. (2005; 2007) sugeriram que os fundidos derivados deste piroxenito híbrido são mais

⁹⁸ Termo aqui utilizado *sensu lato* para englobar todas as litologias onde a piroxena é o constituinte dominante, tais como piroxenitos granatíferos, websteritos, eclogitos, etc (Hirschmann et al., 2003).

enriquecidos em Ni e mais pobres em Mn, Ca e Mg que os derivados de peridotitos. Segundo estes autores, os fenocristais de olivina precipitados a partir daqueles magmas têm a capacidade de reter essas diferenças, permitindo, assim, identificar e quantificar as contribuições de material reciclado na fonte mantélica. Porém, existe um elevado número de factores que pode, potencialmente, comprometer esta interpretação (Herzberg, 2011), o que está a levar ao abandono desta metodologia enquanto ferramenta identificadora da litologia mantélica.

Na Fig. 6.40 encontra-se o resultado dos cálculos de modelação efectuados para a fusão parcial de fontes eclogíticas [1] e piroxeníticas [2] e [3]. Para efeitos de comparação adicionou-se também a curva de fusão parcial de um manto lherzolítico granatífero modelada na Fig. 6.22. Curiosamente constata-se que os líquidos resultantes da fusão parcial de uma fonte constituída exclusivamente por clinopiroxena e granada podem ser composicionalmente muito semelhantes, em termos de terras raras, aos líquidos derivados da fusão de um manto peridotítico, ao contrário do que seria expectável tendo em consideração a significativa diferença nas proporções modais de granada.

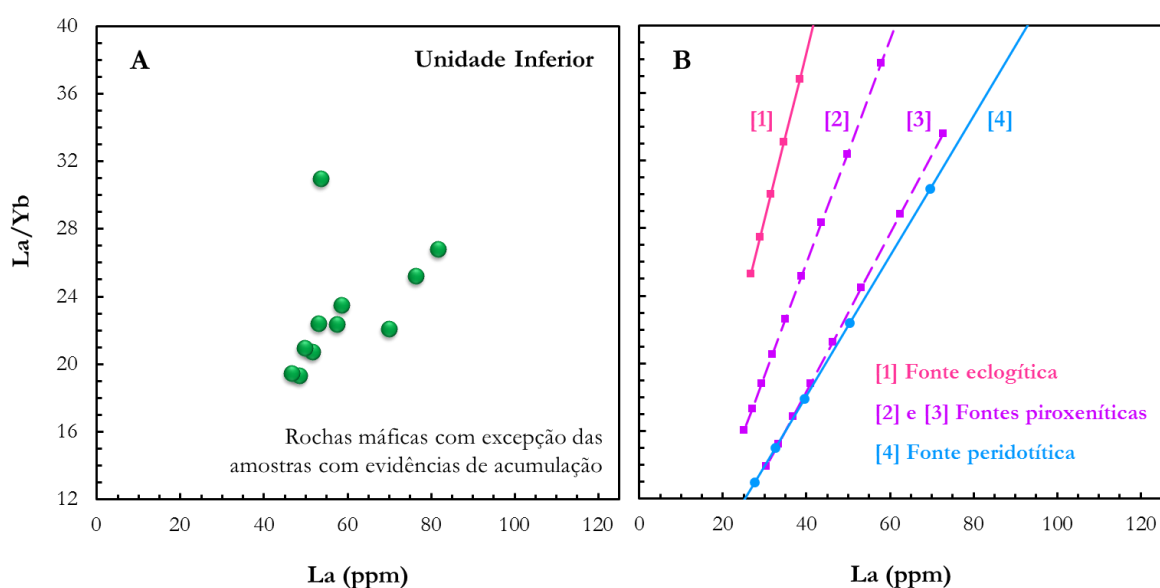


Fig. 6.40 - Diagrama La *vs.* La/Yb para as rochas máficas da Unidade Inferior (A) conjuntamente com o resultado dos cálculos de modelação para a fusão parcial de três fontes mantélicas composicionalmente distintas (B): [1] fonte eclogítica com 50% cpx + 50% gr, [2] fonte piroxenítica com 82% cpx + 18% gr, e [3] fonte piroxenítica com 70% cpx + 30% gr (Stracke & Bourdon, 2009). Composições iniciais de La e Yb iguais a 1.74 e 3.20 ppm, respectivamente (Stracke & Bourdon, 2009). Para comparação apresenta-se, igualmente, a curva que descreve a fusão parcial de um manto peridotítico com proporção modal mineralógica igual a 60% ol + 23% opx + 13% cpx + 4% gr e conteúdos em La e Yb de 0.91 e 0.49 ppm, respectivamente (Fig. 6.22). O processo de fusão parcial foi modelado usando a equação da fusão parcial em equilíbrio modal (Eq. 6.4). Os coeficientes de distribuição utilizados encontram-se na Tabela 6.5. Abreviaturas: ol, olivina; opx, ortopiroxena; cpx, clinopiroxena; gr, granada.

Dos resultados obtidos se conclui que em termos das concentrações em terras raras, o parâmetro anteriormente utilizado na modelação, i.e., a consideração de fonte peridotítica ou piroxenítica, não influi de forma significativa nos resultados alcançados. Aliás, deixa-se aqui a ressalva de que todas as conclusões quantitativas apresentadas devem ser tidas apenas como uma aproximação, dada a extensão do grau de incerteza que acompanha as estimativas de cada parâmetro envolvido nos cálculos de modelação.

Para além da incerteza quanto à litologia, à proporção e à composição das fases minerais que a compõem acresce ainda o facto de o manto não poder ser encarado como um sistema anidro, o que é óbvio tendo em conta que dele derivaram, por desgaseificação ao longo do tempo geológico, os oceanos e a atmosfera. A presença de minerais hidratados, como anfíbola e flogopite, em alguns xenólitos lherzolíticos (e.g., Ionov, 1998; Grégoire et al., 2000; Ionov et al., 2002) confirma a presença de fluidos aquosos e carbonatados, mesmo que em proporções muito reduzidas.

Estudos texturais, mineralógicos e químicos de xenólitos transportados por lavas basálticas alcalinas de algumas ilhas de Cabo Verde apresentam provas irrefutáveis da ocorrência de processos metassomáticos associados a líquidos carbonatados (quimberlíticos e carbonatíticos) (e.g., Bonadiman et al., 2005; Martins et al., 2010). Admitindo que os magmas a partir dos quais derivaram as rochas da Unidade Inferior da Ilha Brava foram, de facto, gerados por baixos graus de fusão parcial, o que estaria de acordo com a sua natureza alcalina fortemente subsaturada, é expectável que tendam a amostrar todas as pequenas heterogeneidades da fonte que aí subsistem sob a forma de fases residuais. Uma vez que são essas fases que controlam a distribuição dos elementos traço mais incompatíveis entre o reservatório sólido e o líquido magmático produzido, é possível que a sua presença esteja por trás do comportamento errático verificado para alguns elementos incompatíveis.

Conjuntamente ao anteriormente exposto, o carácter não primário dos magmas e a enorme variabilidade dos coeficientes de distribuição leva à rejeição da possibilidade de se traçar considerações mais concretas acerca da petrogénese destas rochas.

6.5.4. Considerandos acerca da petrogénese das rochas carbonatíticas

Como já referido inúmeras vezes ao longo deste trabalho, carbonatitos são rochas ígneas, de ocorrência intrusiva ou extrusiva, constituídas por mais de 50% de minerais carbonatados. Sendo, enquanto tipo litológico, tipicamente portadores de uma mineralogia extensa e exótica

(e.g., Hogarth, 1989; Chakhmouradian, 2006), não é de estranhar que apresentem uma composição química igualmente variada, quer em elementos maiores quer em elementos traço, destacando-se, nomeadamente, elevadas concentrações de P, LREE e alguns elementos traço, como o Ba, Nd, Sr, Nb, Th e U. Já em elementos como o Hf, Zr e Ti, apresentam fortes anomalias negativas (e.g., Woolley & Kempe, 1989; Hoernle et al., 2002; Bizimis et al., 2003; Chakhmouradian, 2006).

Grande parte das ocorrências carbonatíticas é intrusiva e encontra-se muitas vezes associada a intrusões de rochas ígneas silicatadas, como os sienitos nefelínicos, constituindo os chamados “complexos alcalino-carbonatíticos”. Carbonatitos extrusivos não são, no entanto, raros (Woolley & Church, 2005), tendo em 1966 e 1993 a comunidade científica tido a oportunidade de observar as erupções de Oldonyo Lengai (Dawson et al., 1992, 1994, 1996). Em Cabo Verde são conhecidos carbonatitos extrusivos em Santiago (Silva et al., 1981), em São Vicente (de Ignacio et al., 2012) e na Brava, onde, depois de uma breve referência a uma pequena ocorrência na região do Cachaço (Hoernle et al., 2002), viria a ser demonstrada a existência de ≈ 20 afloramentos (Madeira et al., 2010; Mourão et al., 2010a; Capítulo 3). A ocorrência de carbonatitos está praticamente restrita a ambientes continentais (Woolley, 1989), o que tem sido considerado como sugestivo de que a litosfera subcontinental possa desempenhar um papel na sua génese (Hoernle et al., 2002). Em ambiente oceânico apenas são conhecidos carbonatitos nas Canárias (e.g., Hoernle et al., 2002; Muñoz et al., 2005; de Ignacio et al., 2006; de Ignacio, 2008) e em Cabo Verde (Assunção et al., 1965; Allègre et al., 1971; Silva et al., 1981; Kogarko, 1993; Hoernle et al., 2002; Jørgensen & Holm, 2002; Doucelance et al., 2010; Madeira et al., 2010; Mata et al., 2010b; Mourão et al., 2010a; de Ignacio et al., 2012), ambos assentes em litosfera oceânica antiga e espessa. Tal levou à ideia de que a litosfera (*s.l.*), desde que espessa, pudesse desempenhar um papel na génese dos carbonatitos, com Doucelance et al. (2010) a considerá-la como a sua região fonte no caso de Cabo Verde. Já Bell & Simonetti (2009) e Mata et al. (2010b) consideraram que o papel de tais litosferas espessas na génese dos magmas carbonatíticos poderia estar restrito ao favorecer a concentração de CO₂ nos níveis superiores da astenosfera.

Ainda que os líquidos carbonatados sejam uma ocorrência rara entre os magmas terrestres, a sua existência e significado têm sido alvo de grande debate no meio científico. Tal interesse é potenciado pelo facto de, para além das ocorrências aflorantes à superfície do planeta, também os xenólitos encontrados um pouco por todo o mundo apresentarem evidências para a presença de carbonatos no manto (e.g., Hauri et al., 1993; Pyle & Haggerty, 1994; Kogarko et

al., 1995; Ionov et al., 1996), o que demonstra que estes magmas desempenham um papel activo no metassomatismo mantélico (e.g., Haggerty, 1989; Barker, 1996b; Ionov et al., 1996; Mata et al., 1998; Martins et al., 2010).

Discussões acerca da interpretação das evidências de campo, petrológicas e geoquímicas para a origem dos carbonatitos encontram-se sumarizadas em diversos trabalhos (e.g., Le Bas, 1981; Bell, 1989; Bailey, 1993; Lee & Wyllie, 1994; Bell & Keller, 1995; Barker, 1996a; Bell & Simonetti, 2009). Todavia, existe ainda uma enorme controvérsia em torno das questões fundamentais que dominam este assunto: a geração de líquidos ricos em carbonatos ou líquidos silicatados/carbonatados no interior do manto, as modificações a que estes estão sujeitos durante o seu transporte para a superfície e a diferenciação magmática que acabam por sofrer já na crosta.

Aqueles trabalhos apoiados por trabalhos experimentais sugerem que os magmas carbonatíticos poderão ser gerados através de um ou mais dos seguintes processos:

(i) por muitos baixos graus de fusão parcial de peridotitos carbonatados (e.g., Dalton & Wood, 1993; Wyllie & Lee, 1998; Lee et al., 2000a; Foley et al., 2009) ou eclogitos carbonatados (Dasgupta et al., 2006),

(ii) por cristalização fraccionada extrema de magmas silicatados-carbonatados (e.g., Watkinson & Wyllie, 1971; Otto & Wyllie, 1993; Lee & Wyllie, 1994; Church & Jones, 1995), e

(iii) por imiscibilidade líquida a partir de líquidos silicatados-carbonatados (e.g., Koster van Groos & Wyllie, 1963; Kjarsgaard & Hamilton, 1988, 1989; Kjarsgaard & Peterson, 1991; Kjarsgaard et al., 1995; Lee & Wyllie, 1997; Lee & Wyllie, 1998a, b; Ray & Shukla, 2004; Panina & Motorina, 2008).

6.5.4.1. Os carbonatitos na Ilha Brava

A Ilha Brava não se distingue apenas pelo vasto volume de rochas carbonatíticas aflorantes que dá a conhecer a quem a visita. Nesta pequena porção de terra plantada em pleno Atlântico, no extremo ocidental do arquipélago de Cabo Verde, as composições são bimodais, ou seja, cálcicas e magnesianas, e as fácies intrusivas e extrusivas, como, aliás, já foi extensivamente referido anteriormente.

Neste subcapítulo será apresentada uma proposta para os mecanismos genéticos que levaram a produção dos carbonatitos cálcicos extrusivos (Unidade Superior) e dos

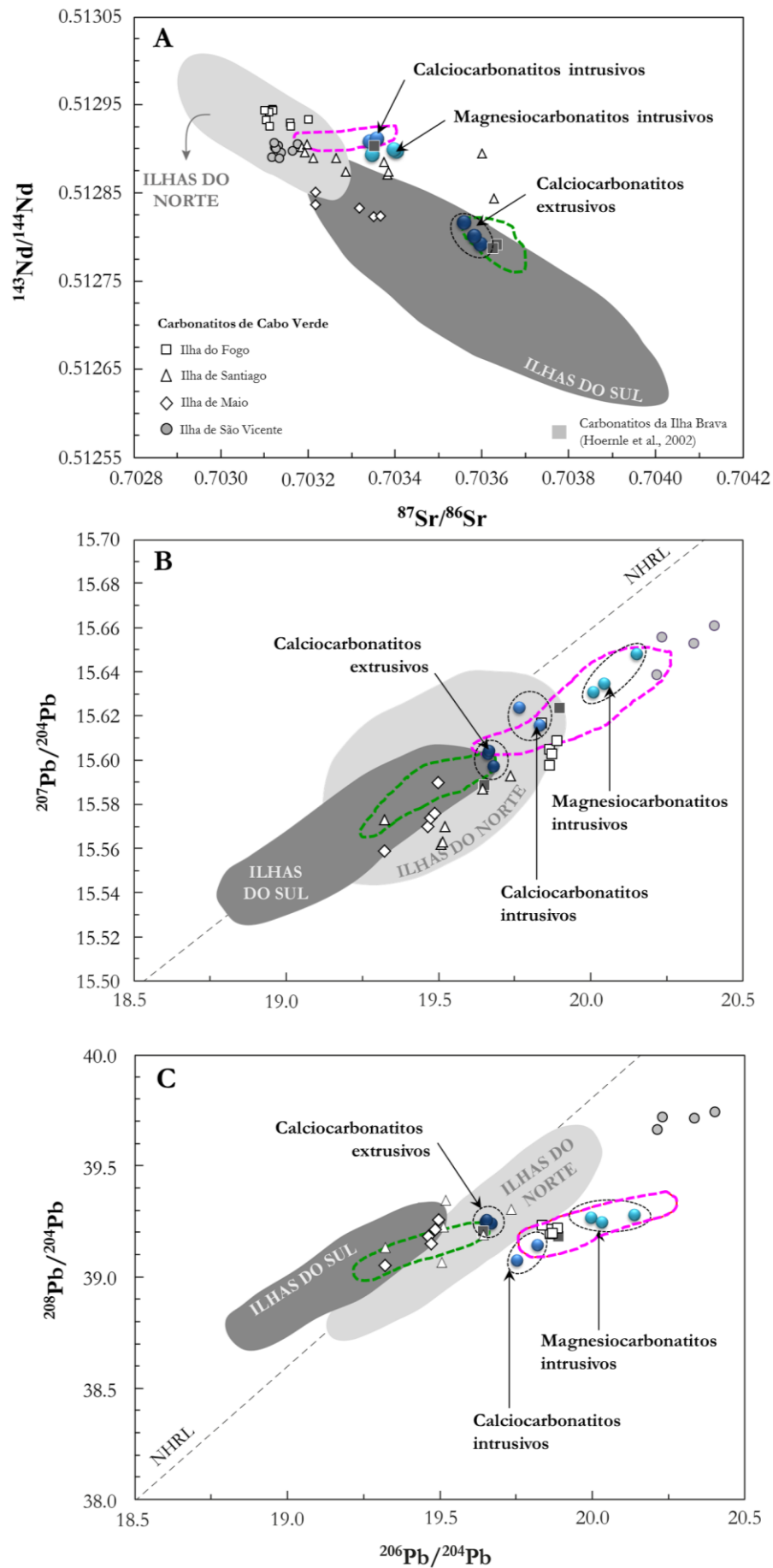
carbonatitos intrusivos (cálcicos e magnesianos) da Unidade Intermédia (Complexo Basal).

6.5.4.1.1. Carbonatitos extrusivos - Unidade Superior

Alguns autores defendem que a maior parte das análises químicas realizadas em rochas carbonatíticas não são representativas das composições dos magmas a partir dos quais estas tiveram origem. Por exemplo, a presença de auréolas de fenitização associadas a muitos dos complexos carbonatíticos que actualmente se conhecem por todo o mundo é indicativa da significativa perda de álcalis (e.g., Woolley, 1969) e, possivelmente, também de outros elementos. Por outro lado, as texturas destas rochas sugerem que muitos dos carbonatitos intrusivos tenham sofrido intensa re-cristalização (Barker, 1989). Pelo contrário, pensa-se que, na generalidade dos casos, os carbonatitos extrusivos sejam mais representativos das composições dos magmas, constituindo, como tal, uma ferramenta importante para a compreensão da petrogénese desses magmas não-silicatados, como o refere Bailey (1993): *“Evidence from effusive carbonatite is essential for understanding the wider aspects of carbonatite magmatism, and for identifying the most relevant applications of the results from experimental petrology”*.

Na Brava, os carbonatitos extrusivos, apresentando intervalos de variação isotópica similares aos carbonatitos intrusivos (Fig. 6.41), são, no entanto, claramente mais homogêneos em termos das suas características elementares (Fig. 6.42), sugerindo que os processos de evolução magmática por que passaram não foram tão intensos e complexos. Consequentemente, daqui depreende-se que o tempo de residência em câmaras magmáticas terá sido relativamente curto, impedindo assim a evolução destes líquidos (Woolley & Church, 2005).

Do ponto de vista isotópico, foi realçado anteriormente (Fig. 6.41; subcapítulo 6.4) que os carbonatitos intrusivos de Cabo Verde, independentemente da posição geográfica que ocupam, apresentam valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ que se concentram na zona de intersecção dos campos definidos pelas composições silicatadas de ambos os grupos de ilhas deste arquipélago (ver Hoernle et al., 2002). A mesma conclusão se retira para o caso dos exemplares intrusivos da Ilha Brava, como se pode observar pelo diagrama da Fig. 6.41A, mas não para os extrusivos, os quais se projectam claramente no campo definido pelas ilhas do grupo sul (Mourão et al., 2010a). Este facto demonstra que os carbonatitos extrusivos da Brava constituem o produto final de uma fonte mantélica que é claramente distinta daquela que deu origem às demais ocorrências cabo-verdianas.



6. Geoquímica elementar e isotópica (Sr-Nb-Pb)

Fig. 6.41 (página anterior) - Razões isotópicas de Sr (A), Nd (B) e Pb (C) obtidas para os carbonatitos da Ilha Brava comparadas com as composições isotópicas de outras ilhas do arquipélago de Cabo Verde. Também para comparação estão os campos definidos pelas amostras silicatadas do Complexo Basal (unidades Inferior e Intermédia; tracejado verde) e da Unidade Superior (tracejado rosa). As referências bibliográficas onde constam as composições isotópicas das rochas silicatadas e carbonatíticas de Cabo Verde são as mesmas que se podem encontrar na legenda da Fig. 6.18. A linha a tracejado que atravessa os diagramas B e C corresponde a *Northern Hemisphere Reference Line* (NHRL) definida por Hart et al. (1984).

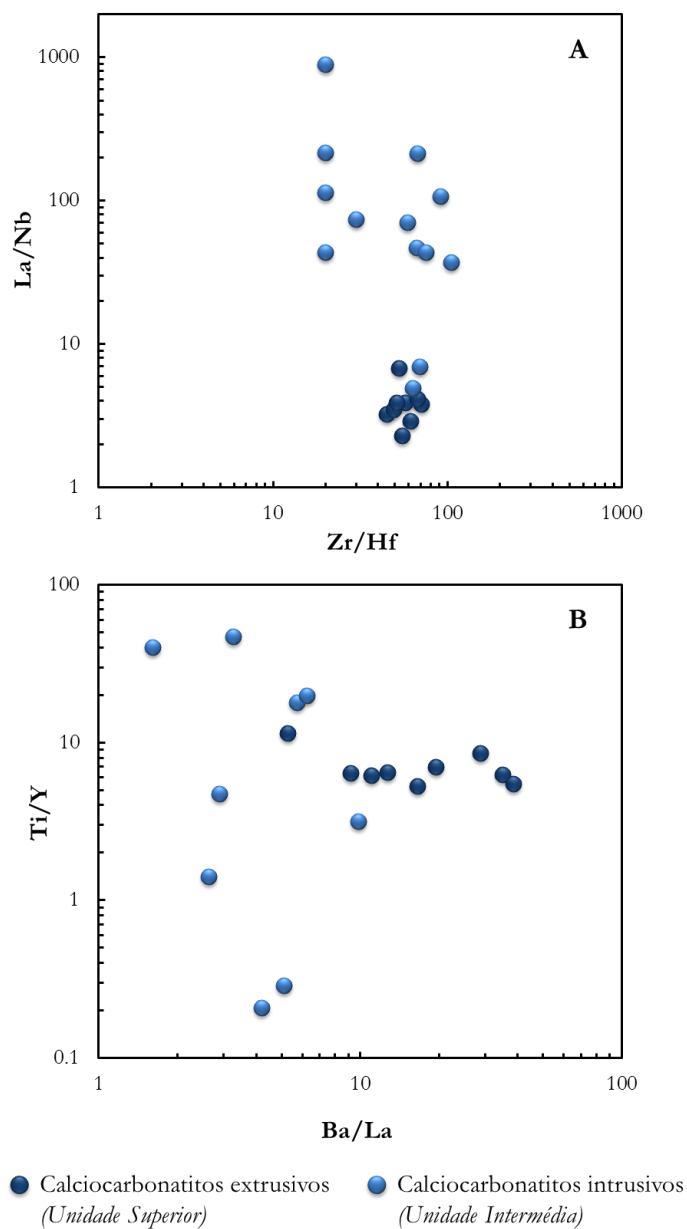
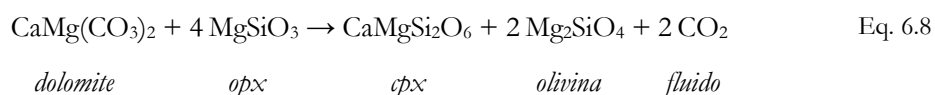


Fig. 6.42 - Projecção das razões (A) Zr/Hf vs. La/Nb e (B) Ba/La vs. Ti/Y na perspectiva de demonstrar o quão mais homogêneo são as composições elementares dos calciocarbonatitos extrusivos quando em comparação com os seus equivalentes mais antigos, intrusivos.

Estudos experimentais realizados em condições de alta pressão (> 2 Ga) permitiram demonstrar que a fusão parcial de peridotitos carbonatados resulta na produção de magmas carbonatíticos magnesianos. Os mesmos trabalhos conduzidos a baixas pressões indicam que aqueles líquidos, ao atravessarem o manto litosférico, tendem a reagir com o peridotito envolvente, formando wehrlitos. Esses líquidos vão-se tornando progressivamente mais enriquecidos em cálcio como consequência da sua reacção com a ortopiroxena, que leva à produção de olivina e clinopiroxena (Eq. 6.8).



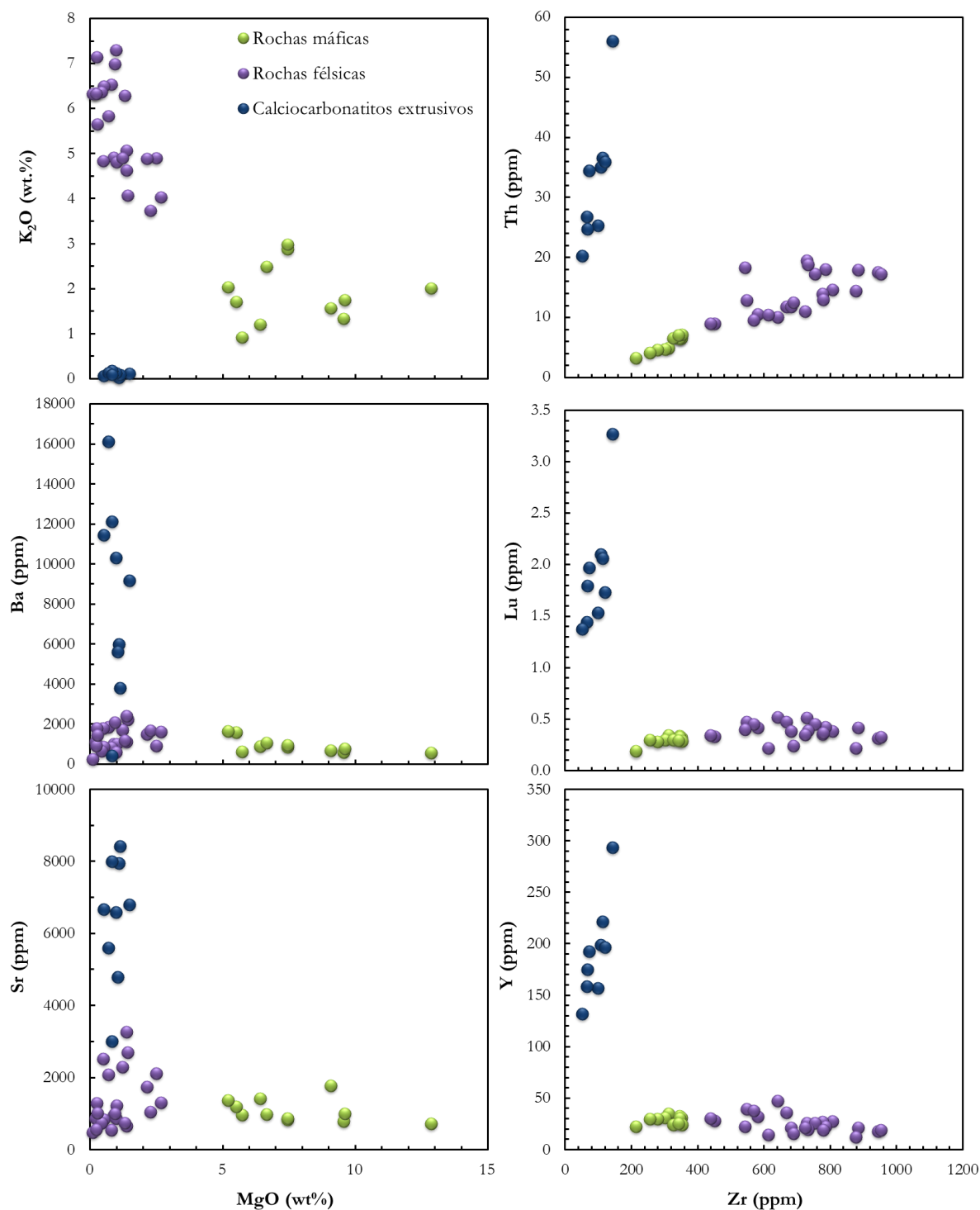
Se os magmas produzidos experimentalmente por processos de fusão parcial exibem razões Ca/(Ca + Mg) que chegam a 0.88, então é teoricamente provável que os líquidos carbonatíticos gerados em equilíbrio com wehrlitos possam apresentar valores tão altos quanto 0.96 (Dalton & Wood, 1993). Ora, estes resultados não são muito diferentes daqueles que caracterizam os calciocarbonatitos extrusivos da Brava (Ca# = 0.95 - 0.99). No entanto, as rochas que fazem parte do presente estudo caracterizam-se por concentrações muito baixas de elementos em transição (Ni < limite de detecção (20 ppm); Cr < limite de detecção (5 ppm); Sc < 0.3 ppm) e valores de Mg# variáveis mas normalmente inferiores a 0.18, o que invalida a hipótese das mesmas terem sido produzidas em equilíbrio com uma fonte residual mantélica contendo olivina e/ou clinopiroxena (e. g., Eggler, 1989).

Evidências petrológicas para a formação de magmas carbonatíticos através da fraccionação extrema de um magma parental silicatado-carbonatado têm sido avançadas por alguns autores ao longo dos últimos anos (e.g., Watkinson & Wyllie, 1971; Otto & Wyllie, 1993; Lee & Wyllie, 1994; Church & Jones, 1995; Verhulst et al., 2000; Brod et al., 2012). Dada a similitude entre as assinaturas isotópicas dos carbonatitos e rochas silicatadas pertencentes a Unidade Superior (ver Tabela 6.4), este modelo não é, em primeira aproximação, viável.

As rochas carbonatíticas e silicatadas fortemente subsaturadas são vastamente citadas como importantes portadores de um vasto leque de fases minerais acessórias exóticas (e.g., Chakhmouradian, 2006), as quais albergam normalmente teores significativos de elementos traço. Os seus coeficientes de partição entre estes minerais e os magmas em questão são ainda muito pouco conhecidos, pelo que estimar, mesmo que apenas semi-quantitativamente, processos como a cristalização fraccionada é uma tarefa difícil. No entanto, para os principais elementos estequiométricos envolvidos, a operação de tais processos implica que nos

6. Geoquímica elementar e isotópica (Sr-Nb-Pb)

diagramas de variação estejam patentes linhas de evolução⁹⁹ mais ou menos bem definidas que permitam explicar a diferenciação, por cristalização fraccionada, de um magma silicatado para composições carbonatíticas. Nitidamente, isso não acontece com as rochas da Unidade Superior, como o comprovam os diagramas da Fig. 6.43 (ver também Anexo IV.3).



⁹⁹ Em ingles, “*liquid line of descent*” (e.g., Best & Christiansen, 2001).

Fig. 6.43 (página anterior) - Variação das concentrações de K₂O, Ba e Sr com o MgO e de Th, Lu e Y com o Zr para as rochas silicatadas (lavas máficas, nefelinitos fonolíticos, fonólitos) e carbonatíticas da Unidade Superior da Ilha Brava, pretendendo demonstrar a inexistência de uma tendência evolutiva que relacione, por cristalização fraccionada, aqueles dois tipos de magmas.

Os empobrecimentos em Zr exibidos pelos carbonatitos (Fig. 6.43) não podem efectivamente ser explicados pela fraccionação de zircão e/ou anfíbola, uma vez que daí resultaria também um empobrecimento dos magmas em Lu e Th, no caso da primeira fase, e em Y, no caso da segunda, o que não se verifica. Além disso, nenhuma daquelas fases minerais foi identificada nas rochas félsicas extrusivas mais evoluídas (nefelinitos fonolíticos e fonólitos). Reforçando a inaplicabilidade deste modelo ao caso em estudo está o comportamento do K₂O, cuja depleção nos carbonatitos não pode ser justificada pela fraccionação de feldspato alcalino, dado o seu enriquecimento em Sr e Ba relativamente aos fonólitos *s.l.* (Fig. 6.43).

A frequente e estreita associação espaço-temporal encontrada entre os carbonatitos e as rochas silicatadas alcalinas fortemente subsaturadas em sílica (Fig. 6.41), juntamente com evidências de inclusões de líquido em minerais, levou à hipótese de que os magmas carbonatíticos poderiam ser gerados por processos de imiscibilidade líquida, uma ideia repetitivamente corroborada pelos resultados de trabalhos experimentais (e.g., Koster van Groos & Wyllie, 1963; Kjarsgaard & Hamilton, 1988, 1989; Kjarsgaard & Peterson, 1991; Kjarsgaard et al., 1995; Lee & Wyllie, 1997; Lee & Wyllie, 1998a, b; Ray & Shukla, 2004; Panina & Motorina, 2008).

No entanto, alguns autores admitem a impossibilidade dos calciocarbonatitos puros (> 80% CaCO₃) constituírem a fracção imiscível carbonatada resultante daquele processo (e.g., Lee & Wyllie, 1996). Os resultados decorrentes destes trabalhos foram compilados em diagramas de fase para o sistema pseudo-quaternário CaO-(MgO+FeO*)-(Na₂O+K₂O)-(SiO₂+Al₂O₃+TiO₂), a uma pressão igual a 1.0 GPa. Estes diagramas facultam uma visão petrogenética abrangente dos processos magmáticos que têm lugar desde pressões mantélicas à crustais, com especial referência aos produtos da fusão parcial de peridotitos carbonatados e aos percursos de evolução dos magmas silicatados-carbonatados no sentido da geração de magmas carbonatíticos, quer estejam ou não envolvidos processos de imiscibilidade líquida (Fig. 6.44).

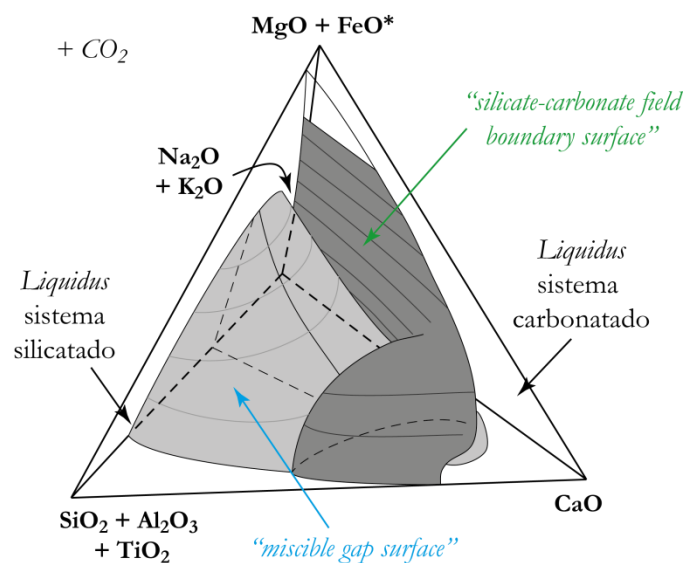


Fig. 6.44 - Relações de fase a 1.0 GPa ilustradas no tetraedro composicional $\text{CaO} - (\text{MgO} + \text{FeO}^*) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - (\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2)$ (em wt.%), por projecção a partir de CO_2 , mostrando três características principais: a superfície *solvus* que delimita o volume de imiscibilidade líquida silicato-carbonato (à cinzento claro; "miscible gap surface"), a superfície *liquidus* silicato-carbonato (à cinzento escuro; "silicate-carbonate field boundary surface") que separa os volumes *liquidus* para os silicatos primários dos volumes *liquidus* para os carbonatos primários, e a curva de intersecção destas duas superfícies, a qual define a co-precipitação de fases minerais silicatadas e carbonatadas juntamente com a fase líquida imiscível onde coexistem composições de ambas as naturezas. As curvas de igual valor de $\text{MgO} + \text{FeO}^*$ estão espaçadas em 10 %. Adaptado de Lee & Wyllie (1996).

De acordo com a interpretação que se encontra no trabalho de Lee & Wyllie (1996) e em outros de índole semelhante (e.g., Lee & Wyllie, 1998a; Wyllie & Lee, 1998; Lee et al., 2000b), o volume de imiscibilidade e o volume *liquidus* carbonatado constituem zonas "proibidas" para magmas derivados de líquidos parentais silicatados. Estes, concretamente, ao atingirem qualquer daquelas duas superfícies representadas a cinzento na Fig. 6.44 são forçados a evoluírem ao longo das mesmas através da exsolução de um magma carbonatado ou da precipitação de carbonatos. Nesta perspectiva, poder-se-ia concluir que os carbonatitos extremamente ricos em CaCO_3 , como os que afloram na Ilha Brava, não poderiam ter sido produzidos por processos de imiscibilidade líquida.

Contudo, trabalhos desenvolvidos paralelamente por Kjasrgaard (1998) em condições de baixas pressões (0.2-0.5 GPa) permitiram a obtenção de líquidos calciocarbonatíticos caracterizados por razões $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ bastante elevadas (> 0.91) e teores em álcalis moderados, suportando, por sua vez, a génese destas rochas por imiscibilidade líquida.

De modo a testar a aplicabilidade deste processo aos carbonatitos cálcicos da Unidade Superior, as suas composições, bem como as dos seus potenciais conjugados silicatados máficos e félsicos, foram projectadas no diagrama pseudo-ternário $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ -

($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$)-Cafemics apresentado por Freestone & Hamilton (1980) (Fig. 6.45). Pelo posicionamento no referido diagrama, as rochas carbonatíticas extrusivas podem ser vistas como o resultado de um processo de imiscibilidade, a partir do qual também resultam líquidos conjugados de composição nefelinítica, uma vez que estes se projectam no extremo oposto de “*tie-lines*” (linhas que unem líquidos conjugados) determinadas experimentalmente.

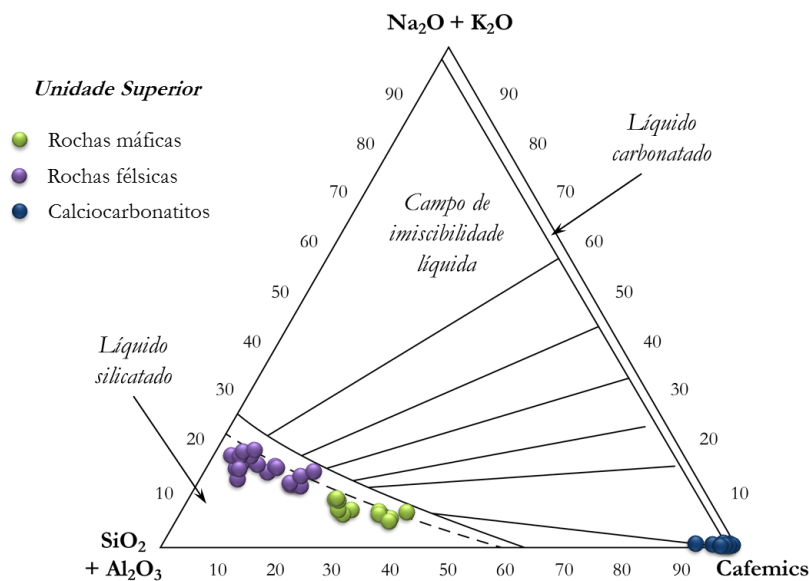


Fig. 6.45 - Diagrama pseudo-ternário no sistema $(\text{SiO}_2+\text{Al}_2\text{O}_3)$ - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ -Cafemics ($\text{CaO}+\text{FeO}+\text{MgO}+\text{MnO}$) (em wt.%), proposto por Kjarsgaard & Hamilton (1988) e que permite demonstrar a possibilidade de existência de uma relação por imiscibilidade entre os carbonatitos extrusivos da Unidade Superior da Brava e os nefelinitos que se lhes associam temporal e espacialmente. Encontram-se igualmente representadas as curvas solvus dos 0.5 GPa (linha sólida) e 0.8 GPa (linha tracejada), bem como as “*tie-lines*” (linhas que unem líquidos conjugados) determinadas experimentalmente para diferentes composições silicatadas e carbonatíticas. As rochas alcalinas em estudo apresentam uma evolução ao longo da curva *solvus* dos 0.8 GPa.

Se este modelo se aplica verdadeiramente às rochas estudadas, então o enriquecimento/empobrecimento em elementos incompatíveis dos calciocarbonatitos extrusivos relativamente aos seus potenciais conjugados silicatados deverá ser consistente com os dados experimentais de coeficientes de distribuição entre líquidos silicatados e carbonatados disponibilizados na literatura.

A Fig. 6.46 mostra as concentrações de alguns elementos seleccionados para os carbonatitos extrusivos, normalizados para a composição da rocha nefelinítica que se encontra mais próximas da curva *solvus* e do extremo da linha de conjugação (“*tie-line*”) respectiva, i.e., a amostra CY-247.

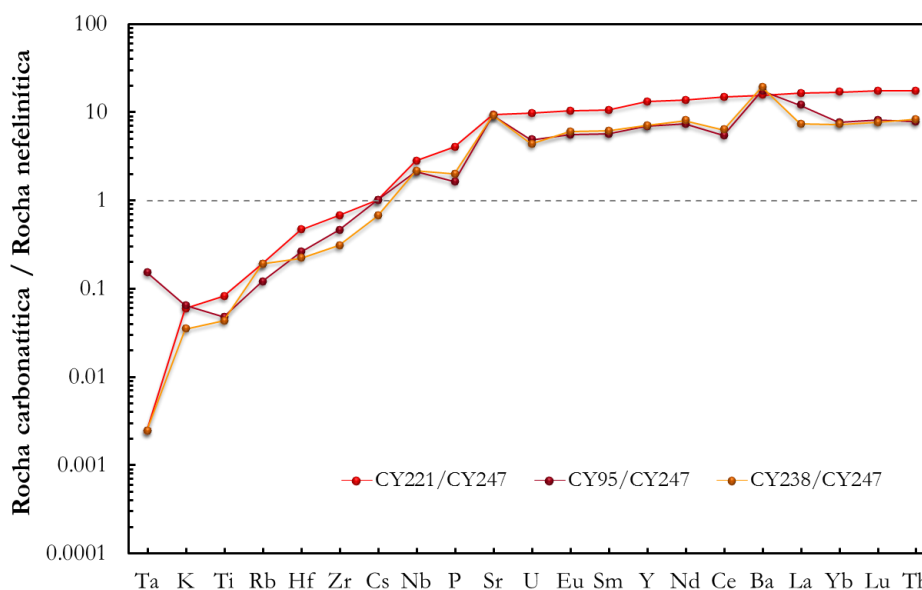


Fig. 6.46 - Factor de enriquecimento para elementos seleccionados de três amostras de calcicarbonatitos extrusivos (CY-95, CY-221 e CY-238) comparativamente a amostra de rocha nefelinítica da Unidade Superior (CY-247) da Ilha Brava que se projecta próximo à curva *solvus* e ao extremo da “*tie-line*” no diagrama da Fig. 6.45.

Relativamente à rocha nefelinítica em questão, os calcicarbonatitos são, por um lado, francamente empobrecidos em elementos alcalinos (K, Na, Rb e Cs) e HFSE (Zr, Hf, Ta e Ti), e, por outro, enriquecidos em P, Sr, Ba e REE. Estes resultados estão de acordo com os dados experimentais obtidos por Veksler et al. (1998) para a partição dos elementos traço entre líquidos carbonatíticos e silicatados:

$$D_{Ba}^{carb/sil} = 5.2 \quad D_{Zr}^{carb/sil} = 0.016$$

$$D_{Sr}^{carb/sil} = 4.1 \quad D_{Nb}^{carb/sil} = 0.503$$

$$D_{Ti}^{carb/sil} = 0.41 \quad D_{Ta}^{carb/sil} = 0.099$$

Chama-se a atenção para o facto deste processo também proporcionar uma explicação plausível para a fraccionação entre pares de elementos conhecidos por exibirem um comportamento geoquímico coerente. As razões Nb/Ta e Zr/Hf dos carbonatitos são efectivamente distintas das mesmas determinadas para as rochas nefeliníticas (carbonatitos: Nb/Ta: 226 - 18 600, Zr/Hf: 45 - 71; nefelinitos: Nb/Ta: 13 - 20, Zr/Hf: 37 - 48), reflectindo as importantes diferenças patentes nos coeficientes de partição desses elementos durante um processo de imiscibilidade ($K_{D_{Nb/Ta}}^{carb/sil} = 5.1$; $K_{D_{Zr/Hf}}^{carb/sil} = 1.7$; Veksler et al., 1998).

Hamilton et al. (1989) demonstrou haver uma significativa dependência da pressão por parte dos coeficientes de partição para os elementos das terras raras. Assim, os valores de $D_{REE}^{sil/carb}$ tendem a diminuir com o aumento da pressão, tornando-se ligeiramente inferiores a unidade para pressões da ordem dos 0.6 GPa. Por aqui se conclui, então, que o enriquecimento em REE demonstrado pelos carbonatitos cálcicos da Brava relativamente aos nefelinitos reflecte a ocorrência de um processo de imiscibilidade líquida a pressões iguais ou superiores a 0.6 GPa, o que está de acordo com o posicionamento dos nefelinitos junto à *solvus* determinada a 0.8 GPa (Fig. 6.45).

Um modelo semelhante para explicar a génese das rochas carbonatíticas na Unidade Superior da Ilha Brava foi já proposto por Kogarko (1993), que descreveu a ocorrência de glóbulos de natureza carbonatada em rochas fonolíticas. No entanto, pelos dados aqui tratados conclui-se que a imiscibilidade entre magmas fonolíticos-carbonatíticos não pode ser responsável pela génese dos calciocarbonatitos aflorantes, uma vez que estes são demasiado empobrecidos em álcalis para terem estado em equilíbrio com líquidos daquela natureza. Por conseguinte, a íntima relação espaço-temporal destas rochas com os nefelinitos contemporâneos, a similitude nas razões isotópicas, o seu posicionamento no diagrama pseudo-ternário $(SiO_2 + Al_2O_3) - (Na_2O + K_2O) - CaF_2$ e as características elementares que exibem suportam o modelo petrogenético de imiscibilidade líquida a partir de um magma silicatado carbonatítico.

6.5.4.1.2. Carbonatitos intrusivos - Unidade Intermédia

Não obstante o carácter cumulado das amostras de carbonatitos intrusivos aflorantes na Unidade Intermédia da Ilha Brava, é também de extremo interesse explorar do ponto de vista geoquímico a sua composição, integrando as observações no contexto da génese e evolução dos magmas silicatados-carbonatados que deram origem à panóplia litológica ali encontrada.

Como já inúmeras vezes referido, tal como os carbonatitos que afloram na Unidade Superior, também os carbonatitos cálcicos e magnesianos da Unidade Intermédia apresentam valores de razões isotópicas de Sr, Nd e Pb dentro da gama que caracteriza as rochas silicatadas contemporâneas (Fig. 6.41).

Magnesiocarbonatitos

Trabalhos experimentais têm demonstrado que os magnesiocarbonatitos podem ser produzidos por muito baixos graus de fusão parcial de litologias mantélicas ricas em CO₂, normalmente sob pressões que ultrapassam os 2 GPa (Dalton & Wood, 1993; Wyllie & Lee, 1998; Lee et al., 2000a; Dasgupta et al., 2006; Foley et al., 2009). Por outro lado, têm sido infrutíferas as tentativas de reproduzir líquidos ricos em magnésio por imiscibilidade (Dasgupta et al., 2006), e a cristalização fraccionada extrema de magmas silicatados-carbonatados não parece ser um processo viável capaz de gerar as composições magnesianas encontradas na Brava (Mg# > 80).

Assim, sustentada pelas semelhanças isotópicas que se verificam entre os magnesiocarbonatitos e as rochas silicatadas do Complexo Basal (Fig. 6.41; ver também secção 6.4), pode colocar-se a hipótese daqueles dois grupos litológicos serem o resultado directo da fusão parcial da mesma fonte mantélica. Este modelo fica reforçado se se considerar que, com o incremento do grau de fusão, uma gradação contínua de líquidos, desde composições carbonatíticas até vários tipos de composições silicatadas, pode ser gerada a partir de uma única fonte mantélica peridotítica enriquecida em CO₂, tal como o defendem vários autores (e.g., Wyllie & Huang, 1975; Dalton & Presnall, 1998; Gudfinnsson & Presnall, 2005). De facto, os magnesiocarbonatitos da Brava são caracterizados por valores de Mg# (80-90) próximos dos obtidos experimentalmente através da fusão de peridotitos carbonatados (Mg# = 76-88, Foley et al., 2009). Já a fusão parcial de eclogitos carbonatados resulta em líquidos com valores de Mg# muito mais baixos (61-69, Dasgupta et al., 2006), o que permite excluir, com alguma segurança, estes materiais da fonte mantélica que deu origem àquelas rochas, favorecendo, por outro lado, o papel do peridotito carbonatado. Todavia, estes mesmos carbonatitos magnesianos são detentores de conteúdos em Ni (< 20 ppm) e Cr (< 5 ppm) extremamente baixos, o que deita por terra a hipótese destes serem representativos de líquidos que tenham estado em equilíbrio com uma paragénese residual mantélica peridotítica (ver Foley et al., 2009).

Restam, então, somente mais duas teorias para explicar a génese daquelas rochas: ou os magnesiocarbonatitos representam um líquido residual produzido pela fraccionação de calcite a partir de um magma carbonatado, como propõe de Ignacio et al. (2012) para a Ilha de São Vicente, ou foram gerados por processos secundários, como dolomitização causada pela percolação de fluidos ricos em Mg, segundo os modelos propostos por Hoernle et al. (2002) para Cabo Verde e por Bouabdellah et al. (2010) para Marrocos.

Usando alizarina¹⁰⁰ como corante, não foram detectadas evidências texturais (por exemplo, relíquias de calcite preservadas no núcleo dos cristais com bordos dolomíticos) que atestassem para a substituição da calcite por dolomite¹⁰¹. Para além disso, os enriquecimentos nalguns elementos compatíveis com fases acessórias mais resistentes à alteração (e.g., LREE, Th, U, Nb e Ta) relatados para outros carbonatitos magnesianos de Cabo Verde (Hoernle et al., 2002) não encontram paralelo nas amostras da Ilha Brava. Muito embora esta questão só possa ficar inequivocamente resolvida através da utilização de dados isotópicos de carbono e oxigénio, pela discussão anterior parece difícil conciliar a génese dos magnesiocarbonatitos da ilha em estudo com tais processos pós-magmáticos.

Otto & Wyllie (1993) demonstraram, através do estudo experimental do sistema CaO-MgO-SiO₂-CO₂-H₂O, que a calcite é a fase *liquidus*, co-cristalizando, posteriormente e a mais baixa temperatura, calcite e dolomite. Considerando estes dados e tendo presente que alguns dos calciocarbonatitos contemporâneos apresentam texturas cumuladas, o único modelo petrogenético que parece plausível à luz dos dados actuais é o que considera os magmas magnesiocarbonatíticos da Brava como resíduo da extracção de calcite de um magma carbonatado, indo de encontro do sugerido por de Ignacio et al. (2012). No entanto, não obstante os carbonatitos cálcicos e magnesianos apresentarem composições isotópicas de Sr (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.703340 - 0.703356 e 0.703346 - 0.703401, respectivamente) e Nd (¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.512908 - 0.512911 e 0.512893 - 0.512899, respectivamente) idênticas dentro do erro analítico, as suas assinaturas isotópicas de Pb são distintas. De facto, os magnesiocarbonatitos possuem valores mais elevados em ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb e ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb do que os seus equivalentes cálcicos (²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb = 20.004 - 20.147 vs. 19.761 - 19.828 e ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb = 39.247 - 39.282 vs. 39.073 - 39.144), o que pode indicar uma relação não estritamente comagmática entre ambas. Nesta perspectiva, se os magnesiocarbonatitos representarem o líquido residual resultante da fraccionação de calcite, os cumulados assim formados não fazem parte do conjunto amostrado.

Calciocarbonatitos

Como referido anteriormente, os calciocarbonatitos intrusivos encontram-se em estreita relação espacial e temporal com as rochas intrusivas silicatadas alcalinas, o que, no seu

¹⁰⁰ Composto que permite tingir de vermelho o carbonato cálcico, deixando o carbonato magnesiano inalterado (Friedman, 1959).

¹⁰¹ Trabalho realizado sob a supervisão do Doutor Luís Celestino Silva, colaborador do CeGUL.

conjunto (incluindo também os magnesiocarbonatitos), define um complexo silicatado alcalino-carbonatítico.

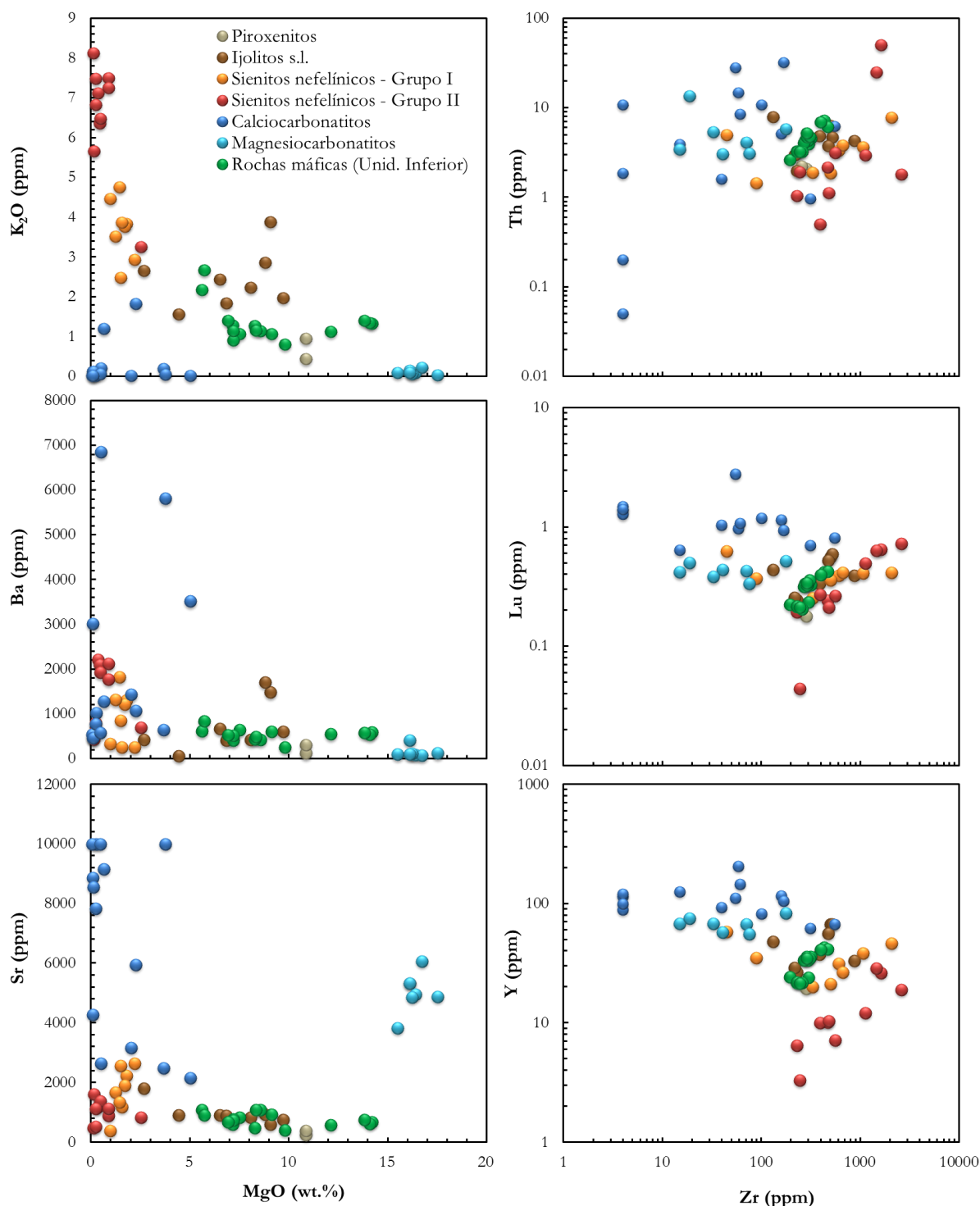


Fig. 6.47 - Variação das concentrações de K₂O, Ba e Sr com o MgO e de Th, Lu e Y com o Zr para as rochas silicatadas (rochas máficas, piroxenitos, ijolitos *s.l.* e sienitos nefelínicos) e carbonatíticas (cálcicos e magnesianos) do Complexo Basal (unidades Inferior e Intermédia) da Ilha Brava, pretendendo demonstrar, também neste caso, a ausência de qualquer correlação entre aqueles elementos para os dois tipos de magmas em questão, atestando, assim, contra a dominância de processos de cristalização fraccionada.

O facto dos carbonatitos cálcicos intrusivos apresentarem assinaturas isotópicas na mesma gama de variação que as rochas silicatadas contemporâneas permite, à partida, considerar uma origem por fraccionação extrema a partir de um magma silicatado carbonatado (Veksler et al., 1998; Verhulst et al., 2000). Porém, pelas razões apontadas aquando da discussão da génese dos seus equivalentes extrusivos (ver subcapítulo 6.5.4.1.1), a ausência de linhas de evolução mais ou menos bem definidas em projecções envolvendo os constituintes estequiométricos das fases minerais mais abundantes nestas rochas (Fig. 6.47) permite excluir o modelo de cristalização fraccionada extrema como o processo dominante pelo qual se geraram os calciocarbonatitos intrusivos.

Excluído este processo petrogenético, restam outros dois modelos para explicar a génese destas rochas: reacção com o material encaixante de magmas magnesiocarbonatíticos primários (Dalton & Wood, 1993; Lee & Wyllie, 2000) e imiscibilidade líquida.

Os resultados dos trabalhos experimentais demonstram que os calciocarbonatitos não podem ser produzidos directamente pela fusão parcial de litologias mantélicas, sendo os magmas carbonatíticos magnesianos primários que, ao ascenderem em direcção à superfície, reagem com o manto encaixante produzindo magmas carbonatíticos de composição cálcica (Dalton & Wood, 1993; Lee & Wyllie, 2000; Xu et al., 2007).

A aplicabilidade de um tal modelo ao caso presente poderia ser questionada dada a similitude das assinaturas isotópicas dos calciocarbonatitos relativamente às rochas silicatadas resultantes da evolução de magmas gerados presumivelmente por fusão da mesma pluma mantélica. Recorde-se que tais carbonatitos magnesianos primários se geram por percentagens de fusão extremamente baixas, o que faz com que sejam fortemente enriquecidos em elementos incompatíveis (e.g., Nd e Pb). Tal faz com que as razões isotópicas (e.g., $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) que caracterizam esses líquidos magnesianos sejam insensíveis à interacção com o manto que atravessam durante a sua ascensão. Nesta perspectiva, a hipótese dos calciocarbonatitos como produto da reacção de carbonatitos magnesianos primários com a matriz peridotítica mantélica não pode ser descartada. No entanto, as muito baixas concentrações de elementos em transição ($\text{Ni} < \text{limite de detecção (20 ppm)}$; $\text{Cr} < \text{limite de detecção (5 ppm)}$; $\text{Sc} < 0.3 \text{ ppm}$) e valores de Mg\# (normalmente inferiores a 0.18) invalida a hipótese das mesmas terem sido produzidas em equilíbrio com uma fonte residual mantélica contendo olivina e/ou clinopiroxena (e.g., Eggler, 1989).

De forma a testar a última hipótese (modelo de imiscibilidade líquida) para a petrogénese das rochas carbonatíticas de natureza cálcica que afloram no Complexo Basal da Ilha Brava,

seguuiu-se a mesma abordagem feita para os calcicarbonatitos extrusivos (subcapítulo 6.5.4.1.1). Como tal, as amostras de carbonatitos, nefelinitos e sienitos nefelínicos das unidades Inferior e Intermédia foram projectadas no diagrama pseudo-ternário $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ -($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)-Cafemics (Fig. 6.48), demonstrando, uma vez mais, pelo seu posicionamento, a plausibilidade destas rochas se terem gerado por processos de imiscibilidade líquida dos quais resultaram líquidos conjugados silicatados nefeliníticos (*s.l.*) e carbonatíticos.

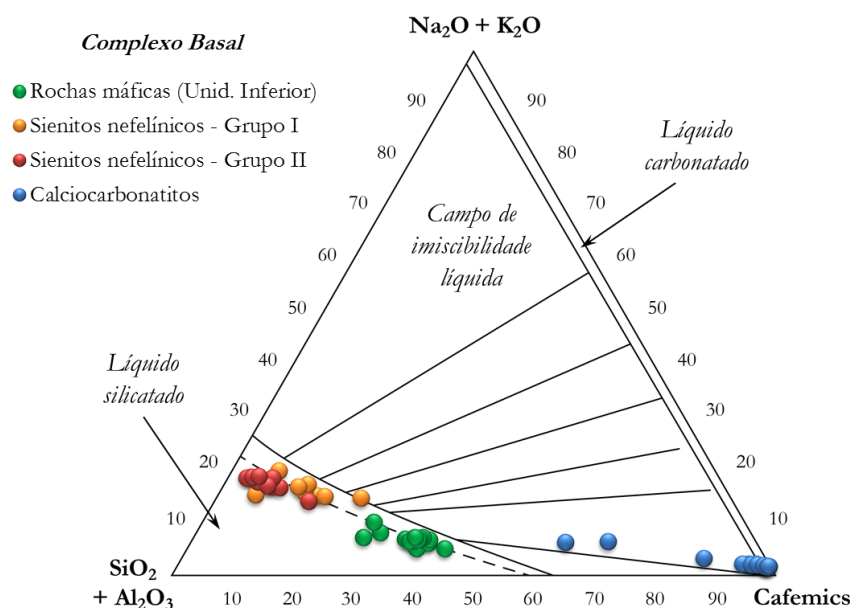


Fig. 6.48 - Utilização do diagrama $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ -($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)-Cafemics ($\text{CaO} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}$) (em wt.%), proposto por Kjarsgaard & Hamilton (1988), para retratar o processo de imiscibilidade líquida no Complexo Basal da Ilha Brava. Encontram-se igualmente representadas as curvas *solus* dos 0.5 GPa (linha sólida) e 0.8 GPa (linha tracejada), bem como as “*tie-lines*” (linhas que unem líquidos conjugados) determinadas experimentalmente para diferentes composições silicatadas e carbonatíticas. As rochas alcalinas em estudo apresentam uma evolução ao longo da curva *solus* dos 0.8 GPa.

Suportando as observações anteriores está o fraccionamento relativo de alguns elementos traço entre as composições silicatadas e carbonatíticas, como o demonstra o diagrama da Fig. 6.49. Também no caso destas rochas, o enriquecimento em Sr e Ba associado ao empobrecimento em K, Rb, Zr, Hf, Nb, Ta e Ti dos carbonatitos relativamente à amostra de nefelinito CY-9 está de acordo com os coeficientes de partição determinados experimentalmente por Veksler et al. (1998) para pressões inferiores a 0.1 GPa. Note-se que também aqui as REE se encontram enriquecidas nas rochas carbonatíticas relativamente às silicatadas, indo, portanto, contra os resultados obtidos por aqueles autores. Seguindo a mesma linha de raciocínio traçada para os calcicarbonatitos extrusivos, conclui-se que o processo de imiscibilidade ocorreu sob condições de pressão significativamente mais elevadas

(0.6 GPa; Hamilton et al., 1989). Visto por esta perspectiva, as pronunciadas anomalias negativas em Ti e P apresentadas pelos calciocarbonatitos intrusivos da Unidade Intermédia (Fig. 6.10) podem ser atribuídas à precipitação de apatite e fases ricas em Ti.

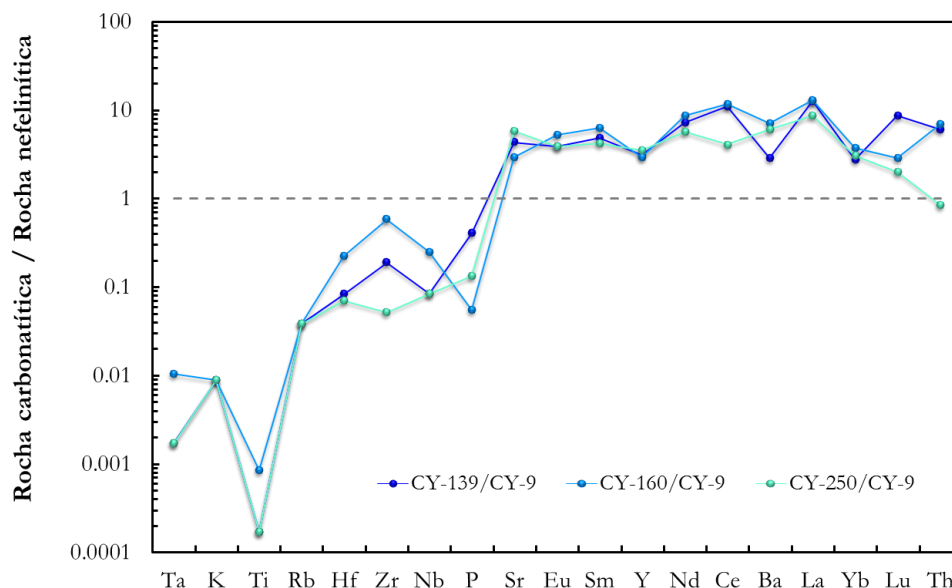


Fig. 6.49 - Factor de enriquecimento para elementos seleccionados de três amostras de calciocarbonatitos intrusivos (CY-139, CY-160 e CY-250) comparativamente a amostra de rocha nefelinítica da Unidades Inferior (CY-9) da Ilha Brava que se projecta próximo à curva *solvus* e ao extremo da “*tie-line*” no diagrama da Fig. 6.48.

Por tudo isto se conclui que a génese dos calciocarbonatitos intrusivos do Complexo Basal da Ilha Brava é melhor explicada por um modelo de imiscibilidade líquida, assim como os seus equivalentes extrusivos da Unidade Superior. Já os magnesiocarbonatitos representam líquidos residuais que resultaram da fraccionação de calcite a partir de um magma carbonatítico, não sendo, portanto, o produto de processos secundários.

6.6. Natureza da fonte mantélica da Ilha Brava

O maior dos objectivos da geoquímica é a compreensão dos processos que têm levado à diferenciação dos principais reservatórios da Terra - núcleo interno e externo, manto, crosta continental e oceânica, hidrosfera e atmosfera - ao longo dos seus milhares de milhões de anos de história. No entanto, embora todos esses domínios estejam em jogo, é o manto quem desempenha um papel preponderante na evolução do planeta uma vez que as correntes de convecção que o caracterizam são uma das forças motrizes da diferenciação. O manto medeia a transferência convectiva de materiais das zonas profundas para as zonas mais superficiais da

Terra, resultando na formação da crosta, oceano e atmosfera. Mas as correntes de convecção são também responsáveis pelo envio de importantes quantidades de material diferenciado, superficial, de volta para a profundidade através das zonas de subducção. Em suma, o manto trabalha incessantemente para expurgar os tão “indesejáveis” elementos incompatíveis (como o hidrogénio, carbono, potássio e urânio) e reter os mais “desejados” elementos refractários (como o magnésio, ferro e crómio) (Workman, 2005).

A Terra formou-se a partir de materiais condensados da nébula solar há 4.55 Ga (Allègre et al., 1995a). Apesar de nos últimos anos algum debate se ter levantado em torno deste assunto (e.g. Boyet & Carlson, 2005; Carlson & Boyet, 2008; Jacobsen et al., 2008; Caro, 2011; Jackson & Carlson, 2012), pensa-se que no início da sua história a Terra seria mais ou menos semelhante, elementar e isotopicamente, aos meteoritos condriticos carbonáceos (Anders & Grevesse, 1989). Nessa fase, o planeta terá desenvolvido, por acção da gravidade, um núcleo denso, metálico, composto essencialmente por Fe e Ni, deixando de parte os materiais litófilos que viriam a formar posteriormente a "*Bulk Silicate Earth*¹⁰²" (BSE).

Enquanto o planeta recém-formado trilhava os primeiros passos na sua história evolutiva, o BSE foi se diferenciando, ou fraccionando, em diferentes reservatórios químicos, alguns residindo à superfície (como os oceanos e a crosta oceânica e continental), outros em profundidade (manto inferior e superior). As heterogeneidades elementares e isotópicas que se observam nas rochas derivadas do manto actual reflectem a posterior produção e reciclagem de crosta oceânica e continental através de processos magmáticos e nada têm a ver com os processos de diferenciação gravítica que marcaram as etapas iniciais da sua história (e.g., Hofmann, 1988; Caro, 2011).

O recurso aos isótopos radiogénicos como traçadores dos processos petrogenéticos veio abrir uma janela à compreensão dos episódios evolutivos remotos e, ao serem aplicados às rochas magmáticas, também à estrutura profunda do planeta em tempos recuados, colmatando assim uma das limitações da geofísica que apenas fornece dados sobre a estrutura actual do planeta (e.g., Mata & Martins, 2010/2011). As análises isotópicas efectuadas em basaltos das ilhas oceânicas (OIB) constituíram a primeira evidência contra o carácter homogéneo do manto (Faure & Hurley, 1963; Gast et al., 1964). Hoje admite-se que o manto é heterogéneo a várias escalas (do mm³ a 10⁶ km³) considerando-se que a variabilidade composicional dos magmas mantélicos reflecte a existência e mistura de vários componentes

¹⁰² *Bulk Silicate Earth* (BSE) - expressão adoptada internacionalmente para expressar a porção silicatada da Terra, a qual se divide nos sub-reservatórios: crostas continental e oceânica e manto superior e inferior.

mantélicos. Desde que White (1985) e Zindler & Hart (1986) os identificaram primeiramente através da composição isotópica de Sr, Nd e Pb de uma vasta colecção de lavas oceânicas, inúmeras hipóteses têm surgido para explicar a sua génese, continuando este a ser um dos objectivos actuais da geoquímica mantélica.

Nas páginas que se seguem é feita a identificação dos componentes presentes na fonte dos magmas que deram origem às litologias encontradas na Ilha Brava para, posteriormente, discutir a sua génese e proceder à sua quantificação. Relembre-se, do exposto anteriormente (subcapítulos 6.2 e 6.5.2.2), que algumas das amostras estudadas da Unidade Inferior terão sido afectadas quimicamente pela interacção com a água do mar. De igual forma se pode afirmar que os magmas que deram origem às rochas da Unidade Intermédia não se comportaram como sistema fechado, tendo sido contaminados por efeito de assimilação. Os efeitos desta assimilação são somente visíveis em algumas das amostras mais evoluídas.

6.6.1. Modelação composicional da fonte mantélica da Ilha Brava: a contribuição do manto inferior e dos componentes HIMU e EM-1

Como já se sabe de discussões anteriores, os isótopos radiogénicos podem ser usados como traçadores geoquímicos dos reservatórios mantélicos. Estes albergam pares de elementos [isótopos-pai (P) e isótopos-filho (F)], que em algum momento da sua evolução poderão ter sido fraccionados. Se a fraccionação ocorreu há longo tempo atrás (claro está, falando no contexto da escala de tempo geológico), uma qualquer alteração na razão P/F irá resultar numa diferença presentemente mensurável na composição isotópica desse reservatório. Por outro lado, se essa alteração química ocorreu durante um evento recente, como, por exemplo, a fusão parcial do manto imediatamente antes da erupção do magma assim gerado, não haverá tempo suficiente para que uma nova assinatura isotópica se desenvolva. Assim, esses magmas carregam consigo a composição isotópica da fonte mantélica que reflecte, portanto, antigos episódios de fraccionação ocorridos durante a sua evolução. Este é o princípio que permite considerar estes sistemas isotópicos como *traçadores geoquímicos* (Hart, 1988; Condie, 1997; Hofmann, 1997, 2003; White, 2010).

O sistema isotópico de Pb foi pioneiro na determinação da idade da Terra. Os primeiros trabalhos desenvolvidos nesse sentido incluíram razões isotópicas de Pb obtidas em minerais com razões negligenciáveis de U/Pb e Th/Pb (ou seja, ricos em Pb mas praticamente isentos de U e Th), de tal modo que as suas composições isotópicas reflectiam as razões iniciais, i.e.,

eram exactamente aquelas que os caracterizavam no momento da sua formação (Aston, 1924; Nier, 1938; Nier et al., 1941). A sua aplicação à troilite do meteorito de Canyon Diablo permitiu o conhecimento das razões isotópicas iniciais da Terra¹⁰³.

Um dos primeiros modelos de evolução terrestre resultou de trabalhos independentes desenvolvidos por Gerling (1942), Holmes (1946) e Houtermans (1946), normalmente referido na literatura (ainda que de forma incompleta) como modelo de Holmes-Houtermans¹⁰⁴. Estes autores assumiram que, no momento da sua formação, a Terra seria composicionalmente homogénea e caracterizada por uma distribuição uniforme de U, Th e Pb. Eles propuseram que, não muito tempo depois, o planeta ter-se-á diferenciado em vários subsistemas individuais (e.g., manto e núcleo), cada um dos quais podendo ser caracterizado por vários domínios com assinaturas U/Pb distintas. Após esse evento de diferenciação, a razão U/Pb de cada subsistema terá sido apenas modificada pelo decaimento radioactivo do U e Th para Pb (i.e., em condições de sistema fechado).

A representação gráfica do modelo de Holmes-Houtermans encontra-se na Fig. 6.50. As linhas que materializam a evolução isotópica de Pb de cada um dos reservatórios caracterizados por distintos U/Pb definem um conjunto de trajectórias curvas que partem de um único ponto - correspondente à composição isotópica de Pb primordial - e cuja evolução varia consoante os diferentes valores de $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ (μ) considerados para os reservatórios. Além disso, observam-se igualmente várias linhas rectas, denominadas de *isócronas*, que unem pontos das diferentes curvas de evolução materializando uma determinada idade. Uma dessas isócronas recebe a designação particular de *Geócrona* pois representa o lugar geométrico onde se projectariam na actualidade (isócrona para $t = 0$) os reservatórios que tenham evoluído ao longo dos 4.55 Ga de história da Terra com valores distintos, mas constantes, de μ , a partir de composições primordiais de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Como se pode observar na Fig. 6.50, as amostras da Ilha Brava projectam-se à direita da Geócrona o que, seguindo estritamente o modelo de Holmes-Houtermans, implicaria uma idade negativa para o domínio mantélico produtor dos magmas da Brava (o *Paradoxo do Futuro* de Allègre et al. (1968). Esta característica, comum à esmagadora maioria das províncias magmáticas, seria explicada por uma evolução do domínio mantélico em questão caracterizada por um incremento de μ , algures no passado (e.g., Chase, 1981). Outra característica comum a

¹⁰³ Composição isotópica de Pb primordial da Terra (4.55 Ga): $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 9.307$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 10.293$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 29.475$ determinada em troilite (FeS) constituinte do meteorito de Canyon Diablo, por se ter verificado ser este sulfureto completamente isento de U (Chen & Wasserburg, 1983).

¹⁰⁴ Também referido na literatura inglesa por “*single-stage model*”.

muitas das províncias magmáticas consiste no facto das suas composições definirem uma extensa correlação linear no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Gast et al., 1964; Oversby & Gast, 1970; Tatsumoto, 1978; Chase, 1981) (Fig. 6.51).

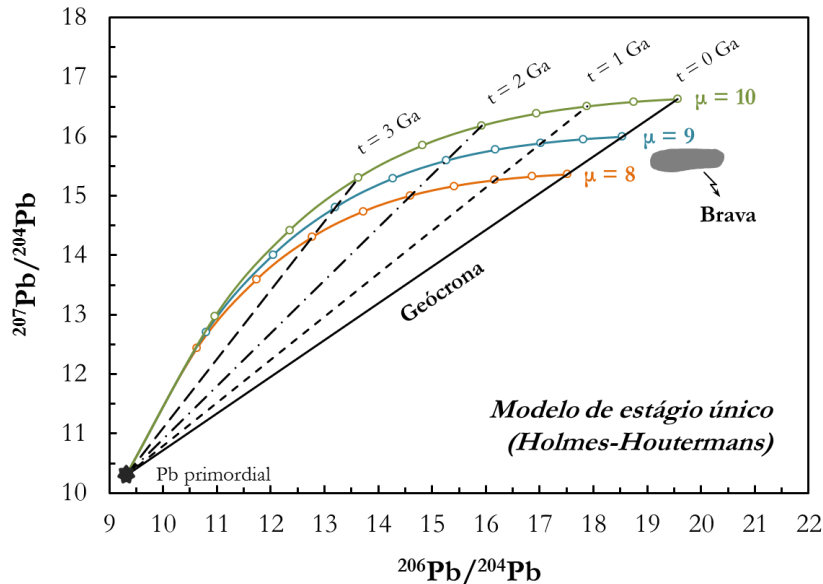


Fig. 6.50 - Representação gráfica do modelo de Holmes-Houtermans. As linhas curvas representam a evolução do Pb considerando valores de μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) na actualidade iguais a 8, 9 e 10. As linhas rectas são isócronas para valores de t iguais a 0, 1, 2 e 3 Ga. A isócrona para $t = 0$ (correspondente à actualidade) recebe a designação de Geócrona. O campo cinzento materializa as amostras da Ilha Brava. Este diagrama foi construído utilizando as seguintes equações: $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T + (^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}) * (e^{\lambda_{238}T} - e^{\lambda_{238}t})$ e $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_t = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_T + (^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}) * (e^{\lambda_{235}T} - e^{\lambda_{235}t})$ e considerando a idade da Terra (T) igual a $4.55 \times 10^9 \text{ Ga}^{105}$. As razões isotópicas de Pb primordiais são de Chen & Wasserburg (1983). Diagrama adaptado de Faure & Mensing (2005).

Existem pelo menos duas interpretações plausíveis para justificar este comportamento. Uma delas admite que aquele *trend* linear representa uma isócrona secundária produzida por um qualquer episódio de diferenciação mantélica e, portanto, o seu declive tem um significado de idade para o evento em questão. Outra hipótese considera a mistura de um componente mais radiogénico em Pb com um outro menos radiogénico¹⁰⁶ (Chase, 1981). Importa, pois, esclarecer se a correlação linear definida pelas amostras da Ilha Brava no diagrama da Fig. 6.51 representa uma isócrona secundária ou uma linha de mistura entre componentes distintos.

¹⁰⁵ Idade inicialmente determinada por Patterson (1956), ainda que actualmente se aceite 4.566 Ga (Allègre et al., 1995a) como a idade do nosso planeta. A maioria dos modelos de evolução da Terra usam o valor 4.55, idade que se utilizará nos cálculos aqui apresentados.

¹⁰⁶ Num diagrama binário em que se projectem duas razões em que os denominadores são iguais, o lugar geométrico onde se projectam as composições possíveis de resultarem de uma mistura de dois componentes define uma linha recta (e.g., Langmuir et al., 1978).

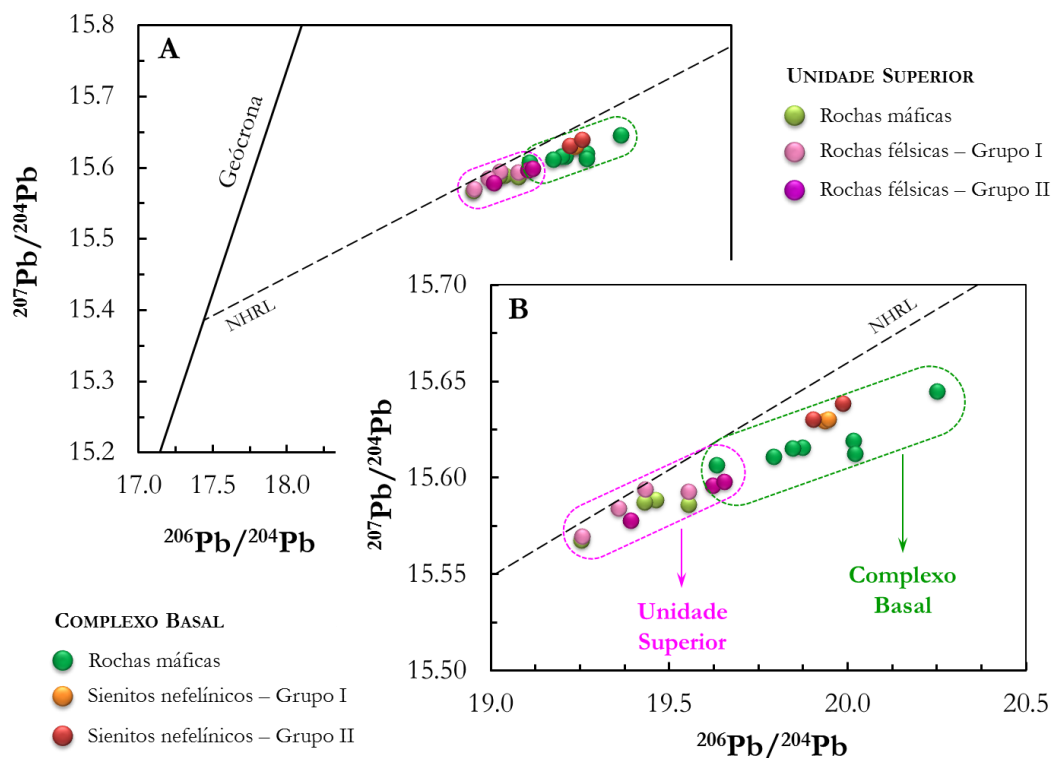


Fig. 6.51 - (A) Projecção das amostras silicatadas da Ilha Brava (Complexo Basal e Unidade Superior) relativamente à Geócrona e à NHRL (Hart, 1984). (B) Projecção das mesmas amostras em destaque.

Admitindo que os *trends* lineares observados possuem um significado etário, tal significaria que os eventos de fraccionação U-Pb responsáveis pelo posicionamento das amostras da Brava à direita da Geócrona teriam ocorrido há cerca de 391 Ma (Unidade Inferior) e 889 Ma (Unidade Superior).

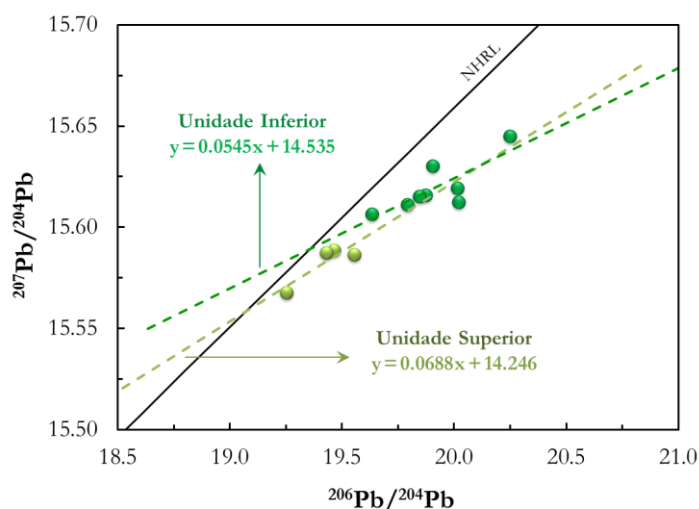


Fig. 6.52 - Projecção das razões isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as amostras máficas das unidades Inferior e Superior da Ilha Brava. A partir da inclinação das rectas de correlação definidas pelas amostras de cada unidade, e com base na tabela 10.3 de Faure & Mensing (2005), foram determinados por interpolação as idades para os eventos de fraccionação U-Pb.

É, no entanto, possível testar se os *trends* lineares definidos no diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ representam uma isócrona usando para tal a informação adicional facultada pela sistemática $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Tendo em atenção que na presença de granada $D_{\text{Th}} < D_{\text{U}}$ (e.g., Beattie, 1993b) e o facto de os magmas mais primitivos da Brava terem sido gerados em equilíbrio com granada, será teoricamente expectável que se caracterizam por razões Th/U superiores às da fonte.

Esta questão pode ser abordada seguindo o raciocínio de Abouchami et al. (2000) e comparando os valores de κ da fonte, inferidos a partir das razões elementares ($\equiv ^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ atómico), com os valores de κ inferidos a partir das razões isotópicas de Pb [daqui em diante referidos como κ_{Pb} : valor da razão Th/U integrada no tempo (Eq. 6.9; Galer & O'Nions, 1985; Allègre et al., 1986)].

$$\kappa_{\text{Pb}} = (^{208}\text{Pb}^*/^{204}\text{Pb}^*) * (e^{\lambda_{238}t} - 1) / (e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad \text{Eq. 6.9}$$

onde

$$^{208}\text{Pb}^*/^{204}\text{Pb}^* = \left[\frac{(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{medido}} - (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{CD}}}{(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{medido}} - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{CD}}} \right] \quad \text{Eq. 6.10}$$

em que CD diz respeito à razão isotópica de Pb do mineral troilite presente no meteorito de Canyon Diablo, considerado representante das razões isotópicas de Pb primordiais da Terra ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 9.307$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 10.294$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 29.476$; Tatsumoto et al., 1973) e t corresponde à idade da Terra, i.e., 4.55 Ga.

Como se pode verificar pelos resultados expostos na Tabela 6.6, ao contrário do expectável, algumas das amostras da Brava apresentam valores de κ inferiores a κ_{Pb} , sugerindo fortemente que os referidos *trends* lineares não correspondem a isócronas secundárias. Tal é corroborado pelas correlações lineares observadas no espaço isotópico Sr-Nd para as amostras da Unidade Superior¹⁰⁷ (Fig. 6.18), que reforça a ideia de que a variabilidade isotópica da Brava reflecte, em grande medida, a mistura de componentes com características isotópicas distintas.

¹⁰⁷ Faz-se somente referência ao observado para esta unidade* pois para o Complexo Basal foi anteriormente demonstrado que as assinaturas isotópicas foram afectadas por processos exógenos (subcapítulo 6.2).

* A correlação linear observada para a Unidade Superior implica que os componentes da mistura se caracterizam por razões Sr/Nd idênticas.

6. Geoquímica elementar e isotópica (Sr-Nb-Pb)

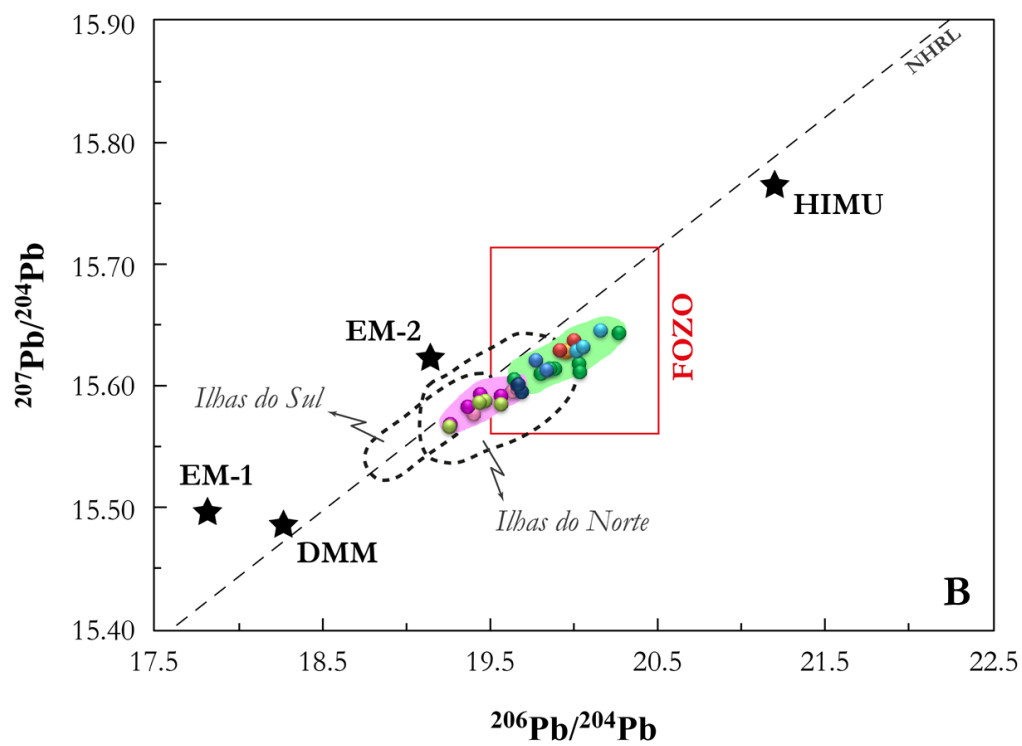
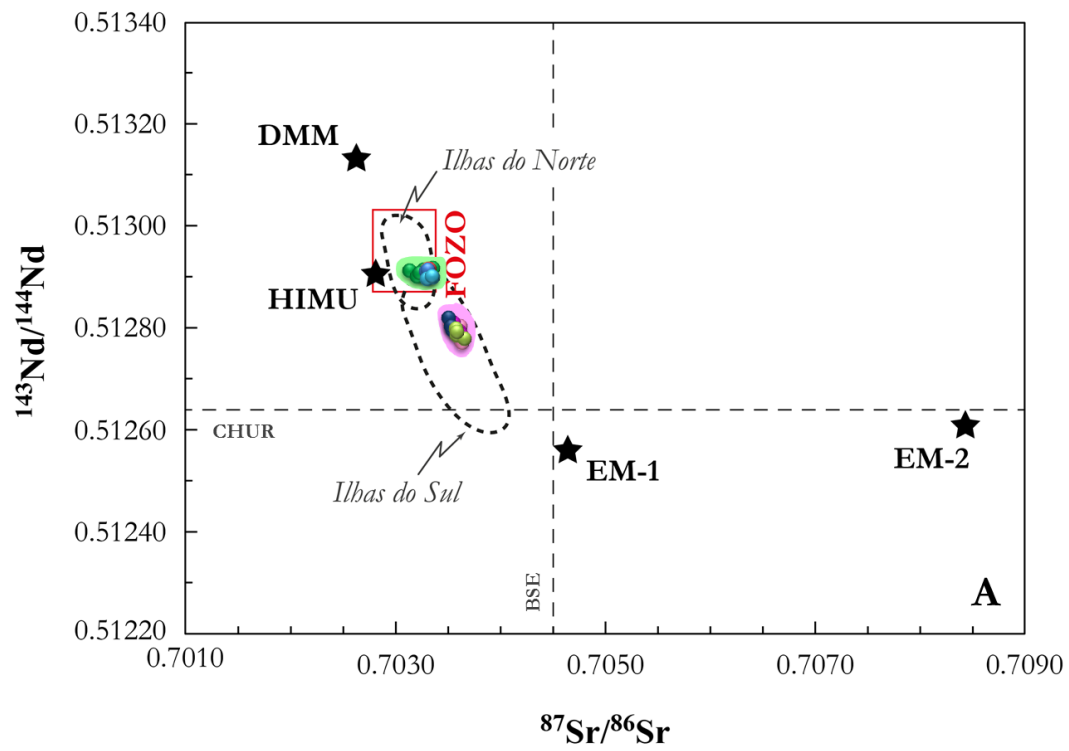
Tabela 6.6 - Razões $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$, κ_{Pb} e κ calculadas para as rochas máficas das unidades Inferior e Superior da Ilha Brava (ver Eq. 6.9).

	$^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	κ_{Pb}	κ
<i>Unidade Inferior</i>			
Rochas máficas			
CY-8	0.907	3.686	3.538
CY-11	0.904	3.670	3.197
CY-19	0.916	3.720	3.461
CY-25	0.930	3.779	1.628
CY-82	0.926	3.763	4.047
CY-165	0.916	3.721	4.631
CY-174	0.908	3.689	4.360
<i>Unidade Superior</i>			
Rochas máficas			
CY-31	0.953	3.871	1.945
CY-32	0.961	3.905	4.697
CY-99	0.942	3.827	4.701
CY-200	0.954	3.875	4.797

Zindler & Hart (1986) invocaram, com base numa extensa base de dados de composições isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ obtidos pela análise de lavas oceânicas, a presença de quatro componentes mantélicos para explicar a heterogeneidade composicional observada nos MORB e OIB.

Aqueles autores notaram que, por um lado, os basaltos das cristas médias, fora da influência de plumas mantélicas, são isotopicamente semelhantes entre si e amostram um manto superior previamente empobrecido em elementos incompatíveis, o que terá sido devido à progressiva extracção magmática da qual resultaram as crostas oceânica e continental; este reservatório recebe a designação, na literatura internacional, de "*Depleted MORB Mantle*" (DMM).

Por outro lado, os basaltos das ilhas oceânicas, produto do vulcanismo intraplaca (*hotspots*), são manifestamente mais heterogêneos do ponto de vista dos principais sistemas isotópicos radiogénicos, uma vez que incorporam um ou mais dos seguintes componentes: HIMU (*high-μ*, onde μ representa a razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) e dois componentes enriquecidos, EM-1 e EM-2 (*Enriched Mantle 1 and 2*). Porém, são muito raros os OIB que apresentam composições iguais ou mesmo próximas das que definem os termos finais destes componentes. Na realidade, as suas assinaturas isotópicas são explicadas normalmente pela mistura entre algum ou alguns destes três componentes com o DMM (e.g., Carlson, 1995; Mata et al., 1998).



UNIDADE INFERIOR

● Rochas máficas

UNIDADE INTERMÉDIA

● Sienitos nefelínicos – Grupo I

● Sienitos nefelínicos – Grupo II

● Calciocarbonatitos

● Magnesiocarbonatitos

UNIDADE SUPERIOR

● Rochas máficas

● Rochas félsicas – Grupo I

● Rochas félsicas – Grupo II

● Calciocarbonatitos

Fig. 6.53 (página anterior) - Razões isotópicas de Sr, Nd (A) e Pb (B) obtidas para as rochas silicatadas e carbonatíticas do Complexo Basal (campo verde) e da Unidade Superior (campo rosa) da Ilha Brava projectadas em comparação com as composições isotópicas dos componentes mantélicos propostos por Zindler & Hart (1986). Também para comparação estão representados os campos das rochas silicatadas que ocorrem nas ilhas do norte [Santo Antão, São Vicente e São Nicolau; Jørgensen & Holm (2002), Holm et al. (2006; 2008) e Millet et al. (2008)] e nas ilhas do sul [Fogo e Santiago; Doucelance et al. (2003), Escrig et al. (2005), Martins et al. (2010) e Barker et al. (2009; 2010)]. Os termos finais HIMU, EM-1 e EM-2 são de Jackson & Dasgupta (2008). O campo FOZO é de Stracke et al. (2005) e o DMM de Workman & Hart (2005). CHUR (*Chondritic Uniform Reservoir*, DePaolo & Wasserburg, 1976; Jacobsen & Wasserburg, 1980), BSE (*Bulk Silicate Earth*) e NHRL (*Northern Hemisphere Reference Line*, Hart, 1984).

Subsequentemente, novos componentes foram sendo propostos na tentativa de melhor caracterizar a variabilidade composicional do manto. Nomeadamente, PREMA ("PREvailing MAntle"; Stein & Hofmann, 1994), FOZO (*FOcus ZOne*; Hart et al., 1992), PHEM (*Primitive He Mantle*; Farley & Craig, 1992) e C (Hanan & Graham, 1996) (ver Fig. 6.53). Nas linhas que se seguem a possível contribuição destes componentes para as fontes mantélicas da Brava será discutida.

6.6.1.1. Componente tipo-FOZO

A ocorrência do componente FOZO em Cabo Verde tem sido recentemente invocada por Barker et al. (2009; 2010). Embora ainda haja alguma discussão em torno da composição exacta do componente FOZO (e.g., Hart et al., 1992; Hauri et al., 1994; Stracke et al., 2005), neste trabalho serão essencialmente considerados os intervalos composicionais definidos num estudo recentemente realizado por Stracke et al. (2005) (ver Tabela 6.7). Pela comparação dos resultados obtidos para as amostras do Complexo Basal da Ilha Brava com os descritos para o FOZO por estes autores (Fig. 6.54) poder-se-ia suspeitar que aqueles magmas teriam amostrado uma fonte essencialmente dominada pelo referido componente. Todavia, é hoje consensualmente aceite que este reservatório se caracteriza por muito baixas razões $^4\text{He}/^3\text{He}$ ($< 24\,085$; $R/R_a > 30$; Hart et al., 1992; Ballentine et al., 2002; Jackson et al., 2009), o que contrasta de sobremaneira com os valores observados para as rochas silicatadas ($^4\text{He}/^3\text{He} > 56\,240$; $R/R_a < 12.85$) e carbonatíticas ($^4\text{He}/^3\text{He} > 61\,223$; $R/R_a < 11.80$) da ilha em estudo (Mourão et al., 2012b). Nesta perspectiva, o posicionamento das amostras do Complexo Basal da Brava no seio do campo FOZO definido por Stracke et al. (2005) é aqui interpretado como coincidência, considerando-se a composição da fonte mantélica daquele complexo como resultado da mistura de outros componentes.

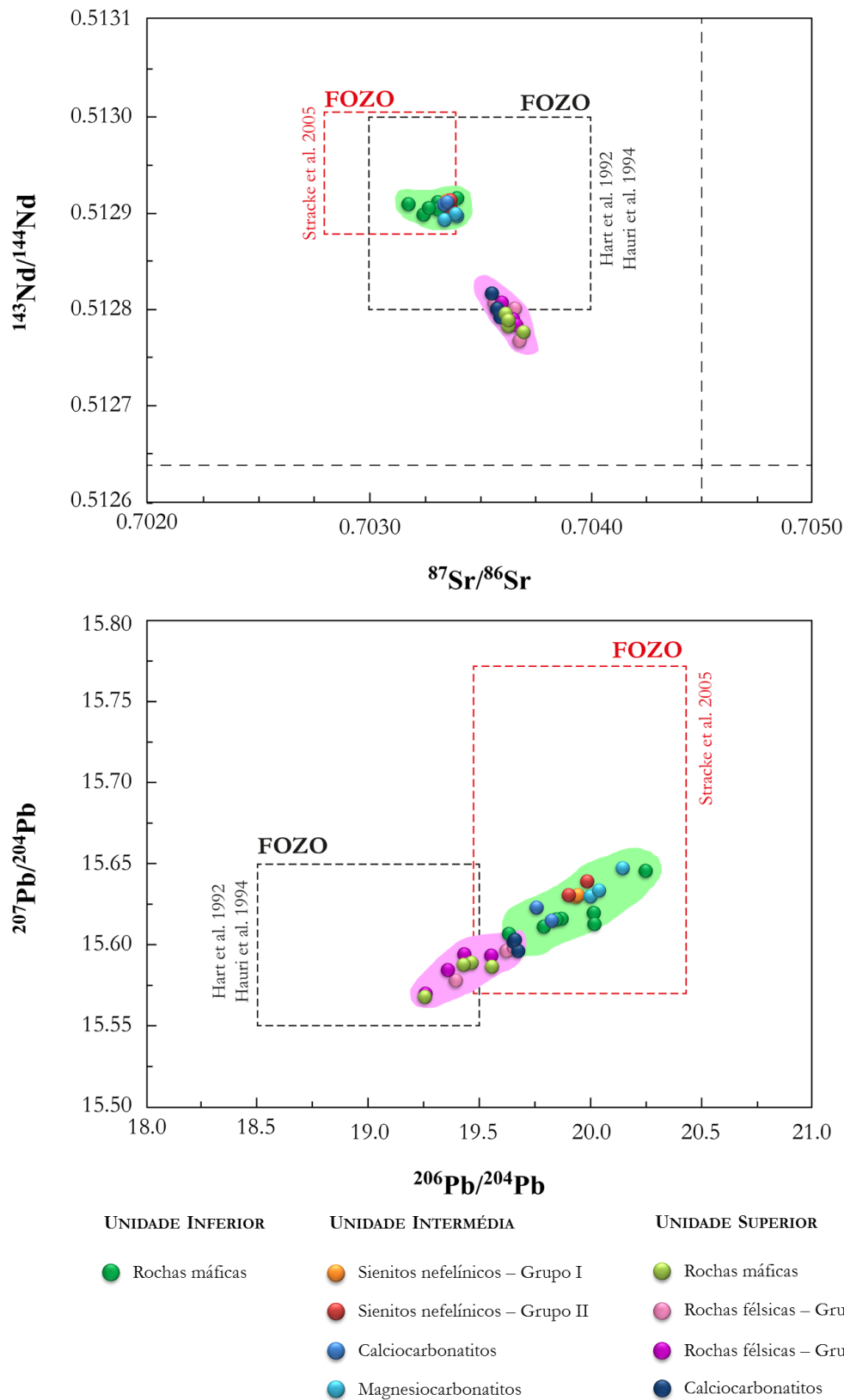


Fig. 6.54 - Projecção das amostras silicatadas e carbonatíticas do Complexo Basal (campo verde) e Unidade Superior (campo rosa) da Ilha Brava comparando-as com as composições do FOZO de Hart et al. (1992), Hauri et al. (1994) e Stracke et al. (2005).

6. Geoquímica elementar e isotópica (Sr-Nb-Pb)

Tabela 6.7 - Comparação da composição isotópica de Sr, Nd, Pb e He das amostras do Complexo Basal da Ilha Brava com a composição isotópica do componente FOZO (Ballentine et al., 2002; Stracke et al., 2005).

	Complexo Basal (Ilha Brava)	FOZO
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.703183 - 0.703402	0.7028 - 0.7034
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512898 - 0.512915	0.51287 - 0.51303
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	19.634 - 20.251	19.50 - 20.50
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.607 - 15.645	15.56 - 15.71
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	39.084 - 39.364	39.10 - 40.00
R/Ra	7.10 - 12.85	> 30

6.6.1.2. Componente tipo-HIMU

São inúmeros os trabalhos que ao longo dos últimos anos têm sugerido a presença de um componente do tipo-HIMU na fonte dos magmas que afloram em Cabo Verde (e.g., Gerlach et al., 1988; Doucelance et al., 2003; Holm & Sørensen, 2006; Millet et al., 2008; Martins et al., 2010). O posicionamento das amostras da Brava no diagrama da Fig. 6.53B, onde se encontram projectadas as razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ *vs.* $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, define correlações lineares que se sobrepõem aos campos definidos pelas ilhas do sul e do norte e se estendem para valores mais elevados de Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 20.25$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.65$). As assinaturas mais radiogénicas são alcançadas pelas rochas vulcânicas do Complexo Basal, cujo termo final define um componente local composicionalmente próximo do reservatório tipo-HIMU (ver também Tabela 6.8).

Tabela 6.8 - Comparação entre o termo final mais radiogénico em Pb (tipo-“HIMU”) da Ilha Brava com os componentes mantélicos HIMU, EM-1 e EM-2 tal como definidos por Jackson & Dasgupta (2008).

	Ilha Brava Termo final "HIMU"	HIMU	EM-1	EM-2
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.703326	0.702817	0.704642	0.708443
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.512906	0.512904	0.512560	0.512607
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	20.251	21.199	17.826	19.149
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.645	15.767	15.496	15.623
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	39.364	40.382	38.855	39.491

As afinidades HIMU do Complexo Basal são também evidentes quando se tem em conta as características elementares, tal como o comprova a Fig. 6.55 onde é traçada uma comparação entre a composição média das rochas máficas da Unidade Inferior da Ilha Brava com a composição média de uma das composições consideradas mais próximas do termo final do componente mantélico HIMU (Tubuai). As semelhanças mais acentuadas dizem respeito às anomalias positivas de Nb e Ta, o que reflecte o enriquecimento desses dois elementos, de grande potencial iónico, relativamente aos LILE e LREE.

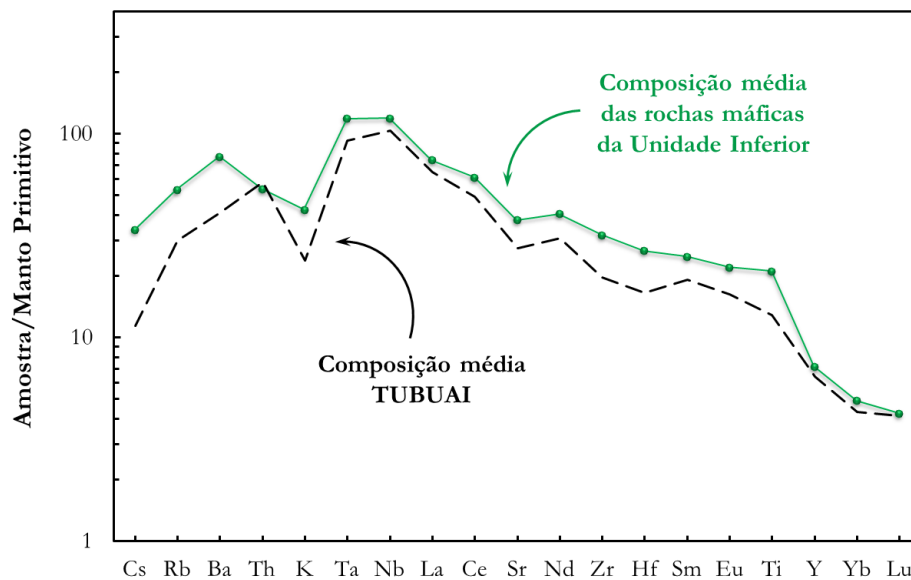


Fig. 6.55 - Abundância média dos elementos traço incompatíveis das amostras de rochas máficas da Unidade Inferior, normalizados para o manto primitivo (Palme & O'Neill, 2003). Para comparação é mostrada a composição média de uma das composições consideradas mais próximas do termo final do componente mantélico HIMU (Tubuai) (compilação retirada de <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/>).

A composição isotópica de Pb daquele componente pode ser modelada considerando que o mesmo consiste maioritariamente em crosta oceânica reciclada antiga (ROC¹⁰⁸), tal como tem sido proposto para as fontes mantélicas do tipo-HIMU (e.g., Weaver, 1991; Chauvel et al., 1992; Stracke et al., 2003). Por forma a calcular a composição isotópica da crosta subductada é imperativo conhecer-se a sua idade, a sua composição isotópica inicial, bem como a razão P/F (isótopo-pai/isótopo-filho) para cada sistema considerado. Um olhar atento aos processos envolvidos na reciclagem da crosta oceânica revela, todavia, que a estimação daqueles três parâmetros envolve muitas incertezas (Stracke et al., 2003) que não, devem, no entanto, servir de desincentivo à tentativa de modelação.

¹⁰⁸ Acrónimo de “Recycled Oceanic Crust”.

O processo de reciclagem é precedido pela formação e alteração hidrotermal da crosta oceânica nas cristas médias, ao qual se segue a deposição progressiva de sedimentos com o aumento da idade da mesma. À medida que a crosta penetra na zona de subducção vai perdendo parte da sua cobertura sedimentar, que tende a acumular-se no prisma acrecionário¹⁰⁹. O material crustal que resiste e continua a sua descida em direcção ao manto é sujeito a processos de desidratação e, por vezes, de fusão (e.g., Elliott, 1997; Tatsumi & Kogiso, 1997; Bizimis et al., 2000), sendo física e mineralogicamente modificado durante o seu transporte para as zonas mais profundas do manto (e.g., van der Hilst et al., 1997).

É hoje consensual que, relativamente aos MORB, a crosta oceânica reciclada se caracteriza por razões U/Pb significativamente mais elevadas (e.g., Hofmann, 2003) resultantes quer da adição de U durante os processos de alteração (Elliott et al., 1999; Turcotte et al., 2001; Kelley et al., 2003), quer da extracção preferencial de Pb durante o processamento nas zonas de subducção (Brenan et al., 1995; Chauvel et al., 1995; Noll et al., 1996; Mata & Kerrich, 2005). Este evento de fraccionamento U-Pb é considerado o responsável pelo posicionamento à direita da Geócrona de muitos basaltos, com particular ênfase para os basaltos de tipo-HIMU que são os que mais se afastam daquela linha de referência.

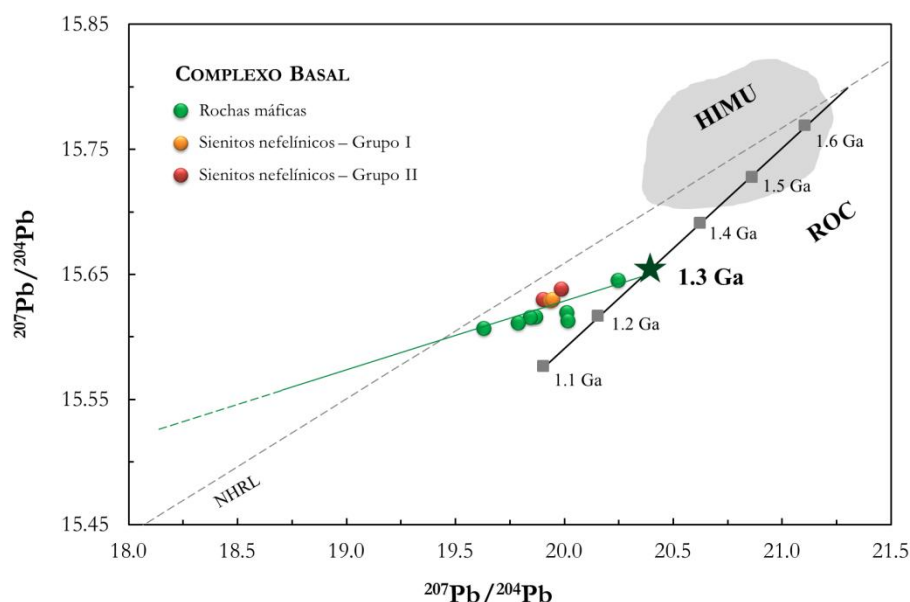


Fig. 6.56 - Variação das razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ para as amostras do Complexo Basal da Ilha Brava. A crosta oceânica reciclada (ROC) foi modelada usando o modelo de evolução do Pb em dois estágios com os parâmetros especificados no texto. A estrela verde materializa no diagrama a composição do ROC com 1.3 Ga.

¹⁰⁹ Cunha de sedimentos que se acumula na parte superior da margem da placa tectónica que está a ser subductada. Normalmente, à medida que se dá a subducção, estes materiais tendem a sofrer acreção à placa continental (Fonte: Léxico de Termos Geológicos, LNEG).

6. Geoquímica elementar e isotópica (Sr-Nb-Pb)

(*cont.*) referidos acima assinalam os valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ a partir dos quais as isócronas secundárias derivaram, assumindo uma evolução em dois estágios. Do posicionamento daqueles pontos infere-se que as fontes mantélicas que deram origem a estes basaltos oceânicos evoluíram durante um primeiro estágio com um valor de μ de cerca de 7.9 (Chase, 1981).

A idade que marca o fim do primeiro estágio ($t = 1.30$ Ga) corresponde à idade do evento que causou um incremento nas razões U/Pb, afectando o domínio mantélico posteriormente envolvido na magmatogénese da Brava, e que é atribuído à reciclagem da crosta oceânica alterada. A partir desse momento, a fonte mantélica que deu origem às amostras da Brava passou a evoluir com uma razão U/Pb distinta, mais elevada, o que leva a que as mesmas se projectem à direita da Geócrona.

Assim, imediatamente após a erupção, a crosta MORB começa a ser, por um lado, alterada nas cristas oceânicas por interacção hidrotermal e, por outro, desidratada nas zonas de subducção. Uma das modificações que então acontece na crosta oceânica é um ligeiro aumento dos teores em U desencadeado pelo contacto com a água do mar seguido da remoção de Pb por fluidos hidrotermais, os quais são posteriormente re-depositados como sedimentos metalíferos (e.g., Chauvel et al., 1992; Rehkämper & Hofmann, 1997, e referências inclusas, Bach et al., 2003).

Com a desidratação da crosta oceânica na zona de subducção, os minerais sulfuretados ricos em Pb são dissolvidos fazendo elevar a razão U/Pb na placa descendente. Por conseguinte, esta deverá caracterizar-se por valores de μ ($^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) significativamente elevados mas, em contrapartida, valores de κ relativamente mais baixos que os exibidos pelos basaltos frescos das cristas médias (MORB) (Chauvel et al., 1992; Rehkämper & Hofmann, 1997). Deste modo, o segundo estágio da história de evolução do Pb, que representa a maturação da crosta oceânica alterada entre os 1.30 Ga e a actualidade, foi calculado admitindo valores de $\mu_2(^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}) = 20.5$ e $\kappa_2(^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}) = 3.075$. Estes são consistentes com os utilizados em trabalhos anteriores realizados em Cabo Verde (cf., Doucelance et al., 2003; Millet et al., 2008).

Da mesma forma, também a composição isotópica de Sr e Nd da crosta oceânica antiga foi calculada usando um modelo de evolução em dois estágios. Para tal, foram seleccionadas razões de isótopos-pai/isótopos-filho de basaltos do tipo-HIMU tendo em consideração os processos de alteração acima mencionados. Para o primeiro estágio utilizaram-se valores de $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_1$ e $(^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd})_1$ iguais a 0.0530 e 0.214, respectivamente, enquanto no segundo

estágio os valores escolhidos foram 0.0535 e 0.200 para $(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_2$ e $(^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd})_2$, respectivamente (Rehkämper & Hofmann, 1997).

Dados publicados (e.g., Staudigel et al., 1995) indicam que a distribuição das terras raras nos basaltos submarinos é pouco afectada pela alteração hidrotermal e, portanto, em termos das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ a crosta oceânica reciclada é semelhante aos MORB inalterados. Contrastando com estes resultados está o comportamento da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, a qual vários estudos demonstraram ser claramente afectada pela interacção com o Sr contido na água do mar (Staudigel & Hart, 1983; White, 1993; Staudigel et al., 1995). Tendo presente a composição isotópica da crosta oceânica fresca, por um lado, e alterada por processos hidrotermais, por outro, estimou-se que cerca de 20 a 30% da abundância original de Sr nos basaltos alterados é substituída por Sr proveniente da água do mar (White, 1993; Rehkämper & Hofmann, 1997; Panter et al., 2006; Nakamura et al., 2007). Dessa forma, nos cálculos de modelação aqui efectuados, a composição isotópica de Sr da crosta tipo-MORB, antiga e alterada, foi estimada assumindo uma troca de 25% desse elemento com o constituinte de uma água do mar com 1.30 Ga ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \approx 0.705$; Veizer & Compston, 1976), à semelhança do que foi sugerido por Rehkämper & Hofmann (1997).

O resultado obtido consiste num componente tipo-HIMU modelado a partir de uma crosta oceânica reciclada do tipo-MORB com 1.30 Ga de idade e assinatura isotópica que se pode encontrar na Tabela 6.9.

Tabela 6.9 - Compilação das composições médias (e intervalos de valores no caso do FOZO) dos principais reservatórios mantélicos referidos no texto e representados nas Figs. 6.58 e 6.59. Referências bibliográficas: FOZO (Ballentine et al., 2002; Stracke et al., 2005), DMM (Workman & Hart, 2005), LM (Doucelance et al., 2003).

	FOZO	DMM	Comp. reciclado (ROC, 1.3 Ga)	Manto Inferior (LM)	ROC+LM (90:10)
Sr (ppm)	----	7.664	95	17.50	87.250
Nd (ppm)	----	0.581	9	1.117	8.212
Pb (ppm)	----	0.018	0.25	0.152	0.240
^4He (ccSTP/g)	----	----	3.00×10^{-5}	1.00×10^{-4}	6.61×10^{-3}
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0.7028-0.7034	0.70263	0.70335	0.70429	0.70337
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0.51287-0.51303	0.513130	0.512914	0.512724	0.512912
$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	19.50-20.50	18.275	20.384	18.301	20.252
$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	15.56-15.71	15.486	15.658	15.546	15.651
$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	40.00-39.10	37.73	39.390	38.971	39.363
R/Ra	> 30	8	0	50	13.51

6.6.1.3. O manto inferior

Pelas Figs. 6.18, 6.19 e 6.58 se percebe que um componente deste tipo por si só não é capaz de explicar a gama de variações isotópicas observadas nas amostras do Complexo Basal, nomeadamente em termos das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Dessa mesma projecção gráfica ressalta logo o papel central do manto inferior como um constituinte importante da fonte destes magmas. Aliás, tal observação é suportada pelos dados isotópicos de He. Por um lado, as rochas do tipo-HIMU têm sido invariavelmente apontadas como portadoras de assinaturas isotópicas de He radiogénicas e uniformes ($^4\text{He}/^3\text{He} = 103\,220$ a $120\,424$, $R/R_a = 6$ a 7), o que está de acordo com as elevadas razões integradas no tempo de $(\text{U}+\text{Th})/^3\text{He}$ que caracterizam crostas oceânicas antigas recicladas (e.g., Hanyu & Kaneoka, 1997; Hanyu et al., 1999; Moreira & Kurz, 2001; Parai et al., 2009). Por outro lado, as amostras de N-MORB¹¹⁰ também se distinguem por valores de R/R_a (8 ± 1 , $^4\text{He}/^3\text{He} = 90\,000 \pm 10\,000$; e.g., Graham, 2002) relativamente constantes. Logo, uma simples mistura binária entre N-MORB e HIMU resultará em valores de R/R_a entre 6 e 8 ($^4\text{He}/^3\text{He} = 90\,318 - 120\,424$), o que contrasta nitidamente com os resultados obtidos para as amostras do Complexo Basal da Ilha Brava ($R/R_a < 12.85$, $^4\text{He}/^3\text{He} > 5\,6229$; Mourão et al., 2011, 2012b). Surge, então, a necessidade de invocar um componente adicional caracterizado por uma assinatura isotópica de He menos radiogénica, que, a julgar pela Fig. 6.58, tanto poderá ser o manto inferior como o manto litosférico subcontinental (SCLM)¹¹¹. Desde já, uma mistura com SCLM parece improvável devido às suas assinaturas isotópicas de He ($R/R_a \leq 8$; Gautheron et al., 2005; Czuppon et al., 2009), bastante mais radiogénicas que as observadas para as amostras em questão da Ilha Brava.

Na Fig. 6.58 encontra-se projectado o resultado da mistura entre a crosta reciclada (ROC com 1.3 Ga), modelada e discutida anteriormente, e um hipotético material representante do manto inferior. Muito embora sejam inequívocas as evidências de heterogeneidades químicas apontadas para este último (e.g., Hart & Gaetani, 2006; Jackson et al., 2010), por uma questão de simplificação optou-se por se utilizar aqui os resultados dos cálculos de balanço de massa propostos por Doucelance et al. (2003) (LM^{112} , ver Tabela 6.9). Quanto às concentrações elementares, foram considerados os seguintes valores para o Sr, Nd e Pb, respectivamente: 95,

¹¹⁰ “Normal Mid-Oceanic Ridge Basalt”, ou seja, é o tipo mais comum de basaltos das cristas médias, fortemente empobrecido em LILE (Cs, Rb, Ba, Th, U) e gerados por graus de fusão relativamente altos.

¹¹¹ Acrónimo da expressão inglesa “Subcontinental Lithospheric Mantle”, que será adoptada ao longo deste trabalho em detrimento da expressão em português por uma questão de concordância com a bibliografia internacional.

¹¹² Acrónimo da tradução para inglês de “manto inferior” (“Lower Mantle”).

9 e 0.250 ppm para o ROC (Rehkämper & Hofmann, 1997), e 17.499, 1.117 e 0.152 ppm para o LM (Doucelance et al., 2003).

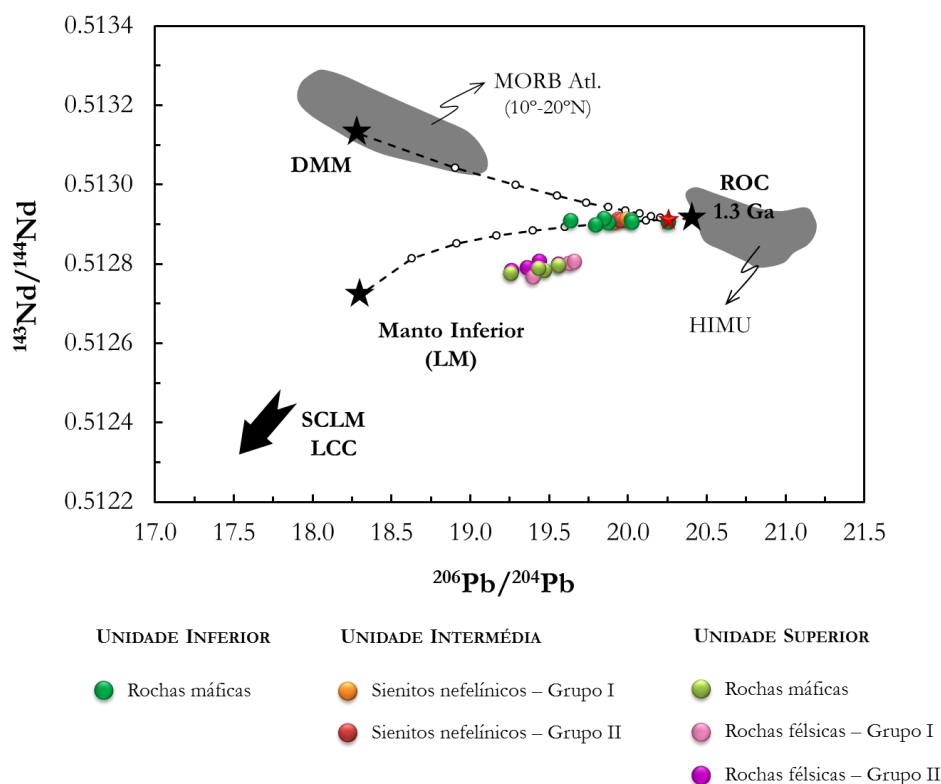


Fig. 6.58 - Projecção das razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ das rochas do Complexo Basal e Unidade Superior da Ilha Brava e respectivas curvas calculadas para a mistura entre crosta oceânica reciclada (com 1.3 Ga), manto inferior e manto MORB empobrecido (ROC, LM e DMM, respectivamente). A estrela vermelha representa a composição correspondente à mistura de ROC e LM na proporção de 90:10. As marcas ao longo das curvas de mistura estão espaçadas em 10%. Ver texto e Tabela 6.9 para detalhes dos cálculos de mistura e composições utilizadas para os diferentes reservatórios. As composições HIMU (St. Helena e Tubuaii), *subcontinental lithospheric mantle* (SCLM) e *lower continental crust* (LCC) foram retiradas do *site* GEOROC. Referências bibliográficas: MORB Atlântico (10°-20°N) de Dosso et al. (1993), *depleted mantle* MORB (DMM) de Workman and Hart (2005), e *lower mantle* (LM) de Doucelance et al. (2003).

Nestas condições, a composição isotópica de Sr-Nd-Pb-He da amostra mais radiogénica em Pb do Complexo Basal aproxima-se bastante do produto da mistura ROC + LM numa proporção de 90:10, podendo a mesma ser igualmente encontrada na Tabela 6.9. Também no que se refere à assinatura isotópica de He, assumindo que o ROC se caracteriza por uma razão $R/R_a = 0$ e um teor de $^4\text{He} = 3 \times 10^{-5}$ ccSTP/g (Doucelance et al., 2003), e o LM por uma razão $R/R_a = 50$ ($^4\text{He}/^3\text{He} \approx 14\,451$; Stuart et al., 2003) e um teor de $^4\text{He} = 1 \times 10^{-4}$ ccSTP/g (Allègre et al., 1986), obtém-se uma estimativa de R/R_a de cerca de 13 ($^4\text{He}/^3\text{He} \approx 55\,580$), ou seja, bastante próxima dos resultados adquiridos por análise directa dos concentrados minerais (ver também o Capítulo 7 deste trabalho).

A congruência dos resultados aqui alcançados para os diferentes sistemas isotópicos demonstra inequivocamente a necessidade de se invocar o manto inferior como um dos contribuintes para a fonte mantélica do Complexo Basal da Brava. Este facto aponta para o manto inferior como local de residência/envelhecimento (≈ 1.3 Ga) da crosta oceânica reciclada.

Toda a discussão até ao momento tem estado centrada na caracterização dos componentes mantélicos que constituem a fonte magmática que deu origem às rochas do Complexo Basal, ou seja, das unidades Inferior e Intermédia. De forma sumária, os exercícios de modelação apresentados sugerem que na mesma estão envolvidos principalmente crosta oceânica alterada, reciclada (ROC) há cerca de 1.3 Ga e material do manto inferior (LM), num rácio de 90:10.

Para além daqueles dois componentes principais que se combinam para conferir às rochas do Complexo Basal as características isotópicas que lhes são conhecidas, um outro deve ainda ser considerado, uma vez que tem sido repetidamente proposto para explicar as assinaturas das lavas que afloram nas ilhas do norte (Gerlach et al., 1988; Doucelance et al., 2003; Holm et al., 2006; Barker et al., 2010). Trata-se de um material empobrecido, isotopicamente muito semelhante ao N-MORB que cobre os fundos do oceano Atlântico. Porém, não fosse a enorme similitude composicional que existe entre as amostras da Ilha Brava e as que ocorrem nas ilhas do norte, a presença de um tal componente na fonte magmática daquela ilha não seria obrigatória, dado o carácter menos radiogénico em Nd das suas rochas (Fig. 6.58). Como tal, a contribuição deste componente do tipo-DMM é uma hipótese a ter presente em qualquer estudo de modelação que se realize no contexto petrogenético da Ilha Brava.

6.6.1.4. Componente enriquecido de tipo-EM-1

Como foi salientado algumas páginas atrás, aquando da exposição das características isotópicas que distinguem as rochas de cada unidade vulcanoestratigráfica, um contraste composicional importante existe entre as mais antigas (vulcânica submarina e plutónica) e a mais recente (vulcânica subaérea).

A Unidade Superior é, efectivamente, mais radiogénica em Sr mas menos radiogénica em Nd do que o Complexo Basal. Mais, é ainda caracterizada por razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mais baixas e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mais altas que a sua equivalente mais antiga (Fig. 6.19). Tudo isto sugere que as rochas que a constituem deverão provir de uma fonte com razões Sm/Nd e U/Pb integradas

no tempo mais baixas mas onde as razões Th/Pb e Rb/Sr são mais altas, quando em comparação com os descritos para a fonte que deu origem às rochas do Complexo Basal.

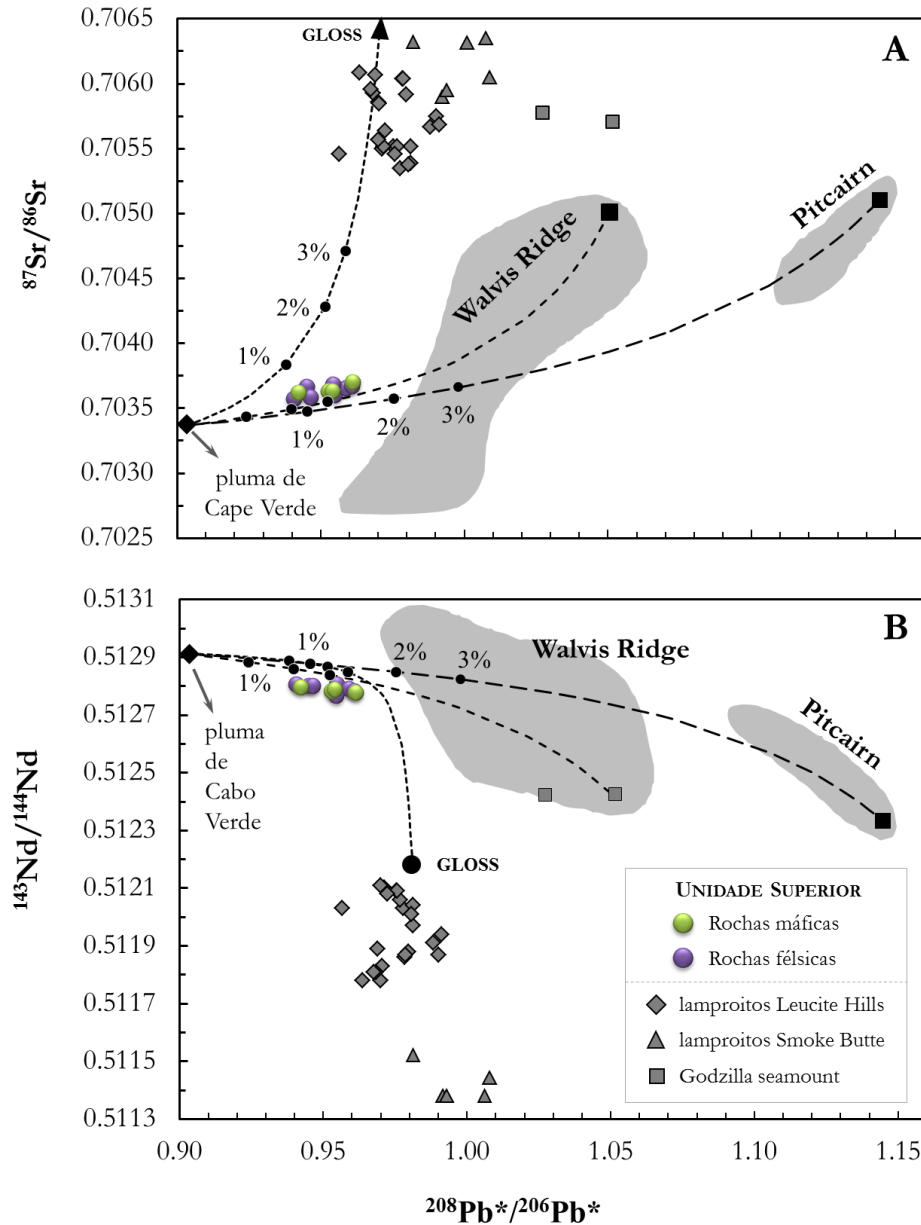


Fig. 6.59 - Projecção das razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ (A) e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ (B) das rochas da Unidade Superior da Ilha Brava e respectivas curvas de mistura. Estes diagramas enfatizam a necessidade de se invocar, ainda que em quantidades diminutas, um componente adicional para além do material amostrado pela pluma profunda de Cabo Verde (ROC+LM). Vários exemplos foram aqui considerados, todos eles representantes do componente mantélico EM-1: *i*) as composições mais radiogénicas em Sr de Walvis Ridge (Salters & Sachi-Kocher, 2010) e Pitcairn (Eisele et al., 2002), interpretadas por estes autores como o resultado da incorporação de sedimentos antigos reciclados na(s) respectiva(s) fonte(s) mantélica(s); *ii*) a composição média dos sedimentos marinhos a escala global (*Global Subducting Sediment*, GLOSS) definida por Plank & Langmuir (1998); *iii*) a composição dos lamproitos de Leucite Hills (Mirnejad & Bell, 2006) e Smoky Butte Fraser et al., 1985), e ainda a composição do monte submarino Godzilla (Geldmacher et al., 2008), considerados como representantes do SCLM. Chama-se a atenção para a extrema variabilidade composicional apresentada por estes hipotéticos representantes do componente EM-1. Para o cálculo de $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ver Eq. 6.10.

Também em termos de elementos traço algumas diferenças despertam a atenção. O exemplo mais notório é a razão Ba/Nb, cujo valor médio é mais elevado nas rochas máficas da Unidade Superior (12.3 ± 4.4 , 2σ) do que no mesmo grupo litológico que aflora na Unidade Inferior (7.7 ± 1.9 , 2σ). Tais assinaturas elementares e isotópicas não são possíveis pela mistura dos componentes anteriormente referidos (HIMU e manto inferior) e apontam para o envolvimento adicional de um componente enriquecido, do tipo-EM-1 (ver Weaver, 1991), na fonte dos magmas que deram origem à Unidade Superior.

Estudos realizados nos últimos anos propõem várias hipóteses para as assinaturas EM-1 patentes nas ilhas cabo-verdianas do grupo sul: contribuição de sedimentos pelágicos há muito reciclados, manto litosférico subcontinental delaminado (SCLM) e/ou crosta continental inferior (Gerlach et al., 1988; Doucelance et al., 2003; Escrig et al., 2005; Martins et al., 2010).

A opção por um destes candidatos não é fácil se tivermos em atenção a extrema variabilidade das suas composições (Fig. 6.59) e, também, o carácter diluído que caracterizará a presença do componente EM-1 na fonte mantélica da Unidade Superior. De facto, as províncias magmáticas onde a assinatura EM-1 é mais evidente (e.g., Pitcairn: Eisele et al., 2002; Walvis Ridge: Salters & Sachi-Kocher, 2010) apresentam razões isotópicas de Pb que se estendem para valores claramente acima da NHRL (Pitcairn: $\Delta 7/4 < 8.26$ e $\Delta 8/4 < 206$; Walvis Ridge: $\Delta 7/4 < 9.62$ e $\Delta 8/4 < 140$), contrastando com a Brava onde apenas umas poucas amostras da Unidade Superior se projectam marginalmente acima daquela linha de referência e somente no diagrama $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ($\Delta 7/4 < -0.328$ e $\Delta 8/4 < 13$; ver Tabela 6.4 e Hildner et al., 2011).

Os sedimentos marinhos distinguem-se dos MORB pelas suas mais baixas razões Sm/Nd e U/Pb e mais altas razões Rb/Sr e Th/U, sendo a razão Th/Pb similar em ambos os materiais (Weaver, 1991; Stracke et al., 2003). Como resultado, ao longo do tempo tender-se-ão a desenvolver elevadas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ conjuntamente com razões $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ e $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ mais baixas que as que caracterizam aqueles basaltos oceânicos empobrecidos. Por conseguinte, os sedimentos antigos reciclados deverão apresentar, por um lado, valores de $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ relativamente elevados mas, por outro, valores de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ normalmente inferiores aos que são encontrados nos basaltos oceânicos extruídos longe da influência dos eventos de subducção mais recentes (e.g., Ben Othman et al., 1989; Stracke et al., 2003). Estas composições isotópicas aproximam-se, de facto, às atribuídas ao componente mantélico EM-1. Porém, através de um estudo focalizado nos efeitos do processamento químico a que os sedimentos são sujeitos nas zonas de subducção, e que visa compreender o

fluxo de elementos incompatíveis que, por essa via, efectivamente atinge as zonas mais profundas do manto, Porter & White (2009) demonstraram que aqueles materiais, depois de processados, dificilmente comportarão composições capazes de desenvolver, a longo termo, assinaturas isotópicas de Sr, Nd e Pb semelhantes às do componente EM-1.

Essa incompatibilidade pode ser, por exemplo, comprovada pelo diagrama da Fig. 6.60, adaptado de Porter & White (2009), onde é traçada uma comparação entre as assinaturas isotópicas de Sr e Nd dos MORB e OIB actuais com a composição resultante da evolução a longo termo (≈ 1.8 Ga) do resíduo pós-processamento da reciclagem de sedimentos actuais. Como se pode observar, os materiais subductados definem uma correlação linear cuja inclinação é mais suave (maior $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ para um dado $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) que a definida pela maioria dos OIB, ainda que de certa forma se sobreponha ao *trend* definido pelos basaltos enriquecidos do tipo-EM-2. É, porém, notória a ausência de qualquer composição com tendência evolutiva que perspetive o atingir de composições EM-1. De facto, nenhum daqueles materiais apresenta composições isotópicas de Nd menos radiogénicas que $\epsilon_{\text{Nd}} \approx +2.5$, logo, capazes de evoluir para valores de ϵ_{Nd} tão baixos como aqueles que caracterizam as principais províncias EM-1 (Pitcairn: $\epsilon_{\text{Nd}} = -5.9$, Eisele et al., 2002; e Walvis Ridge: $\epsilon_{\text{Nd}} = -4.7$, Salters & Sachi-Kocher, 2010).

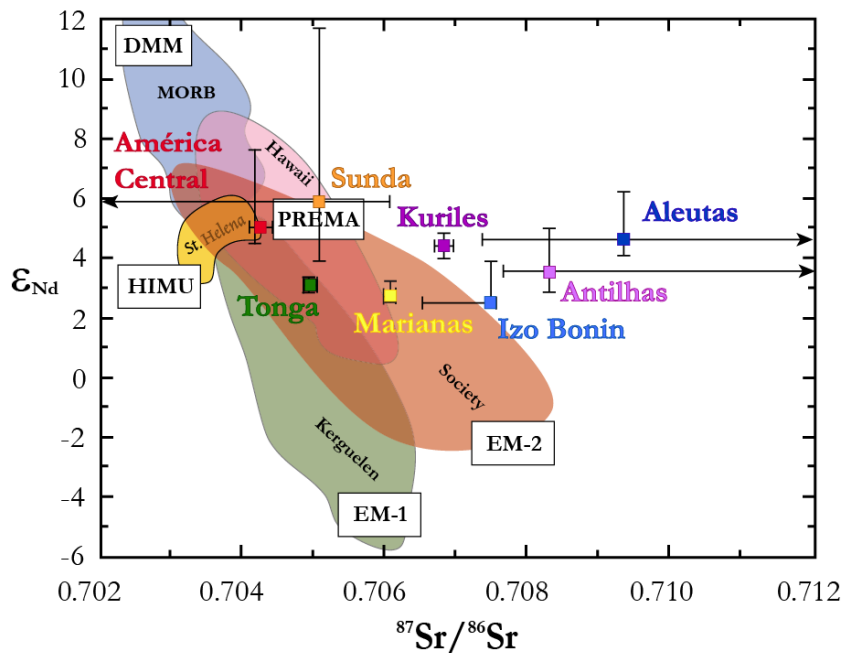


Fig. 6.60 - Projeção das composições isotópicas de Sr e Nd dos MORB e OIB actuais juntamente com a composição resultante da evolução a longo termo (≈ 1.8 Ga) do resíduo pós-processamento da reciclagem de sedimentos actuais. Adaptado de Porter & White (2009).

Para além daqueles argumentos assentes numa base isotópica, o papel dos sedimentos nos magmas que deram origem à Unidade Superior da Ilha Brava fica ainda mais enfraquecido pela ausência de razões Nb/U¹¹³ significativamente mais baixas que os valores médios atribuídos ao manto (veja-se Porter & White, 2009) e também de anomalias negativas de Ce e Nb¹¹⁴, as quais se encontram, por vezes, relacionadas com a adição de pequenas quantidades de material sedimentar às fontes mantélicas (e.g., Plank & Langmuir, 1998; Eisele et al., 2002; Huang et al., 2005; Class & le Roex, 2008). Lembre-se que a crosta continental exibe uma razão Nb/U média igual a 8 (Rudnick & Fountain, 1995) enquanto os MORB e os OIB (excepto os do tipo EM) caracterizam-se por valores médios daquela razão iguais a 47 ± 11 e 52 ± 15 , respectivamente (Hofmann et al., 1986; Hofmann, 2003).

Com base na geoquímica das lavas das ilhas cabo-verdianas do grupo sul, vários autores sugeriram que as assinaturas do tipo-EM-1 aí encontradas resultaram da interacção da pluma ascendente com megalitos de litosfera continental produzidos por delaminação¹¹⁵ durante a abertura do oceano Atlântico (Gerlach et al., 1988; Kokfelt et al., 1998; Doucelance et al., 2003; Escrig et al., 2005; Millet et al., 2008; O'Reilly et al., 2009; Martins et al., 2010). Esta hipótese é suportada por estudos recentes e independentes de índole geoquímica e geofísica:

1) Begg et al. (2009) integraram dados de tomografia sísmica global de alta resolução com informação da história tectónica crustal e petrologia mantélica da placa africana com o objectivo de mapear a distribuição dos diferentes tipos de SCLM residentes naquele domínio. Com este estudo, concluíram que o continente africano consiste actualmente numa série de cratões Arcaicos e outros fragmentos cratónicos mais pequenos, unidos entre si e flanqueados por extensas faixas de dobramento. Subjacente ao arquipélago de Cabo Verde foi identificada uma zona caracterizada por velocidades de propagação das ondas S anormalmente altas, a uma profundidade que pode chegar aos 100 km, ou seja, muito abaixo dos valores típicos que a litosfera costuma atingir nessa região (≈ 83 km; Cazenave et al., 1987) (ver Fig. 6.61).

¹¹³ As amostras da Unidade Superior da Ilha Brava caracterizam-se por um valor médio da razão Nb/U igual a 56 ± 12 .

¹¹⁴ Nas amostras de rochas máficas da Unidade Superior, $Ce/Ce^* = 1.01 - 1.04$ e $Nb/Nb^* = 1.23 - 1.99$ (onde $Ce/Ce^* = Ce_N / \sqrt{La_N \cdot Pr_N}$ (Class & le Roex, 2008) e $Nb/Nb^* = Nb_N / \sqrt{Th_N \cdot La_N}$ (Eisele et al., 2002)).

¹¹⁵ Em geofísica, “delaminação” da litosfera (na literatura inglesa traduz-se por *lithospheric delamination*) corresponde ao afundamento, por acção da gravidade, da litosfera densa numa astenosfera menos densa, ainda que tal processo possa ser desencadeado por processos tectónicos (Kay & Mahlburg Kay, 1993).

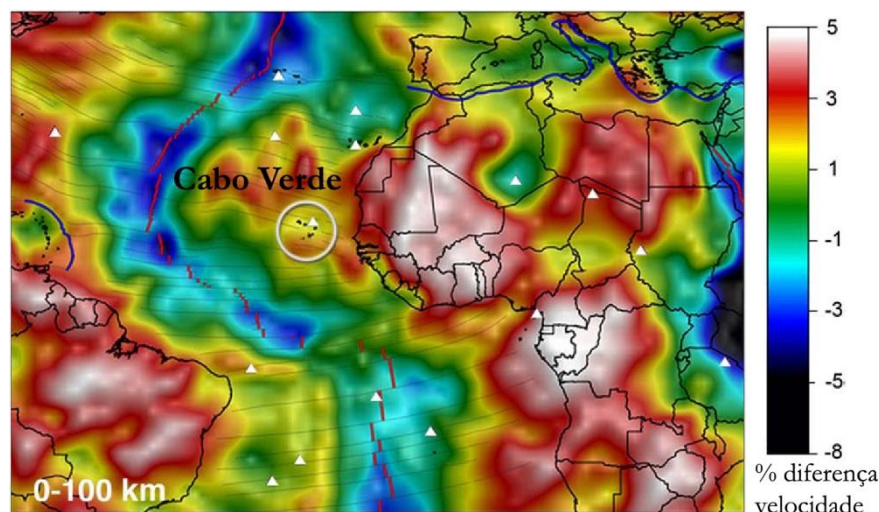


Fig. 6.61 - Imagem de tomografia sísmica (ondas Vs) do sector nordeste do continente africano e zona adjacente do oceano Atlântico aos 0-100 km de profundidade (adaptado de Begg et al., 2009 e Coltorti et al., 2010). As áreas mais claras (cratões Oeste Africano, Congo e Sao Luis) representam zonas de alta velocidade de propagação das ondas S enquanto as mais escuras (e.g., rifte do Leste Africano, MOR) representam zonas de baixa velocidade.

2) Coltorti et al. (2010) apresentaram resultados isotópicos de Re-Os obtidos pela análise de grãos individuais de sulfuretos extraídos de xenólitos mantélicos peridotíticos (fortemente empobrecidos e petrologicamente semelhantes aos derivados de manto litosférico cratónico) encontrados em lavas aflorantes na Ilha do Sal. Estes reportaram idades-modelo (Re-Os) posicionadas entre o Arcaico e o Neoproterozóico, o que reflecte a história dos principais eventos tectónicos que tiveram lugar nas margens ocidental do Cratão Oeste Africano (*West African Craton*) e oriental do continente sul-americano. Estes autores corroboram desta forma a hipótese da presença de um fragmento antigo de manto litosférico subcontinental sob Cabo Verde e vão mais longe sugerindo que a “contaminação” dos magmas por este material pode explicar as características peculiares de algumas lavas deste arquipélago sem que seja necessário invocar qualquer tipo de material continental reciclado na fonte da pluma mantélica.

3) Bonadiman et al. (2005) realizaram um extenso estudo mineralógico e químico dos xenólitos mantélicos (lherzolíticos e harzburgíticos) que ocorrem em algumas lavas da Ilha do Sal, os quais apresentam claras evidências de enriquecimento metassomático. As paragéneses minerais desenvolvidas em consequência desse evento sugerem que os líquidos envolvidos seriam de natureza kimberlítica. Ora, muito embora tais fundidos mantélicos sejam comuns em mantos sub-cratónicos, até a data desconhece-se a sua ocorrência em ambiente oceânico.

Esta evidência levou estes autores a considerarem a hipótese de uma origem mantélica litosférica subcontinental para a fonte daqueles “magmas kimberlíticos”.

Posto isto, todas estas evidências parecem suportar a existência de resíduos de SCLM na região de Cabo Verde, o que torna plausíveis as evidências geoquímicas aqui anteriormente apresentadas e os trabalhos anteriormente publicados e acima mencionados que defendem o papel destes materiais na origem das assinaturas do tipo-EM-1 presente na fonte dos magmas das ilhas daquele arquipélago.

Note-se, no entanto, que tais fragmentos litosféricos continentais poderão conter porções crostais. De facto, os valores radiogénicos de $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ obtidos por Escrig et al. (2005) para lavas da Ilha do Fogo (Cabo Verde) requerem um componente adicional para além do SCLM, compatível com fragmentos de crosta continental inferior. No caso da Ilha Brava, a actual inexistência de resultados isotópicos de Os não permite avaliar com segurança a importância da contribuição deste componente na fonte dos magmas que deram origem às rochas máficas da Unidade Superior. Contudo, a julgar pelo diagrama da Fig. 6.62, tal hipótese não deverá ser posta de parte.

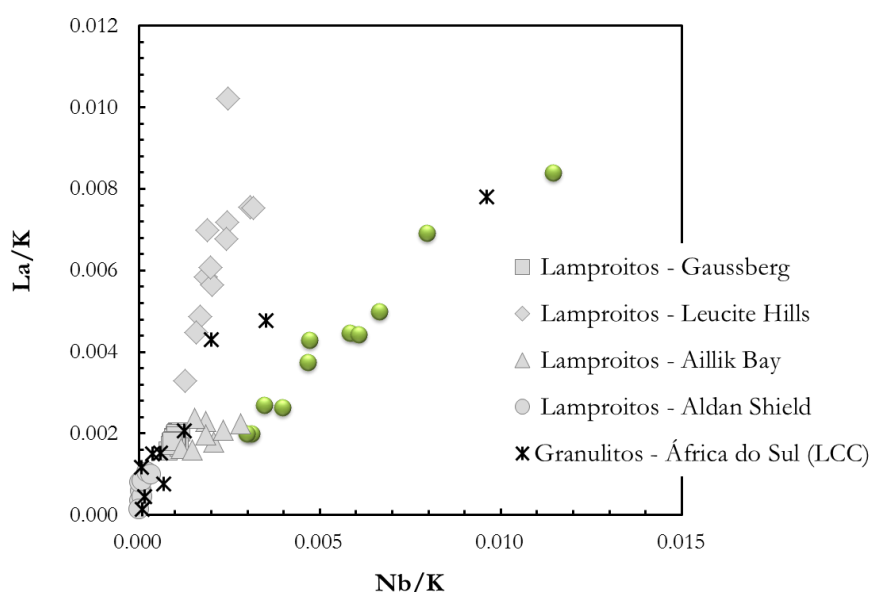


Fig. 6.62 - Razões Nb/K e La/K das amostras máficas da Unidade Superior da Ilha Brava comparativamente às mesmas razões de lamproitos de várias localidades (Gaussberg: Antártica, Murphy et al., 2002; Leucite Hills: EUA, Mirnejad & Bell, 2006; Ailik Bay: Labrador, Tappe et al., 2006; Aldan Shield: Rússia, Davies et al., 2006), representativos de manto litosférico subcontinental (SCLM), e dos xenólitos granulíticos africanos, representativos de crosta continental inferior (LCC) (Schmitz et al., 2004).

Devido à sua origem, subsequente evolução e isolamento das correntes convectivas mantélicas, acredita-se que quer o SCLM quer a crosta continental se caracterizam por uma variabilidade química extrema, o que dificulta ainda mais a escolha de um destes reservatórios em particular para explicar as assinaturas elementares e isotópicas observadas nas rochas da Ilha Brava. O conhecimento que se detém actualmente dos processos em causa e os dados que os suportam não permitem para já um melhor constrangimento das composições envolvidas.



CAPÍTULO 7

Geoquímica
de gases nobres
(He, Ne, Ar, Kr, Xe)

Fonte da imagem:

<http://www.redbubble.com/people/artbydrew/works/2459203-star-dance?;>

7.1. Introdução

Os gases nobres¹¹⁶ formam um conjunto de elementos que, posicionando-se no campo 18 da Tabela Periódica, possuem a sua orbital externa completamente preenchida. Esta configuração confere-lhes uma reactividade extremamente baixa, sendo, por isso, gases monoatómicos sob condições padrão de pressão e temperatura¹¹⁷, razão pela qual o seu comportamento geoquímico é claramente distinto do dos outros elementos. Tal justifica que a discussão das suas concentrações e razões isotópicas seja feito em capítulo distinto do que anteriormente abordou a geoquímica elementar e isotópica dos demais elementos (Capítulo 6).

7.2. Gases nobres em Cabo Verde: estudos prévios

Muito embora o recurso a estes elementos voláteis como ferramenta de trabalho no âmbito da geoquímica mantélica já se faça pelo menos desde a década de 40 (e.g., Brown, 1949), a sua utilização tem sido muito mais restrita que a dos sistemas discutidos no capítulo anterior. Em Cabo Verde esta técnica foi aplicada pela primeira vez há somente cerca de dez anos. Christensen et al. (2001) foram os primeiros a apresentar dados isotópicos de gases nobres (He e Ar) para duas das mais recentes ilhas do arquipélago - Santo Antão e Fogo - obtidos a partir de separados de olivina e clinopiroxena ocorrentes em rochas vulcânicas. Dois anos decorridos, novos resultados são apresentados por Doucelance et al. (2003), desta vez razões isotópicas de He em lavas silicatadas de cinco ilhas cabo-verdianas (Fogo, Santiago, São Vicente, São Nicolau e Sal). Mais recentemente, Mata et al. (2010b) divulga os primeiros dados de gases nobres alguma vez obtidos em carbonatitos oceânicos. Neste trabalho foram apresentadas razões isotópicas de He, Ne, Ar, Kr e Xe em amostras de Santiago, Fogo, Brava e São Vicente. O facto de os resultados obtidos para os carbonatitos da Ilha Brava se terem mostrado tão promissores levou a decisão de aumentar a base de dados relativos a esta ilha, o que se viria a constituir como um dos objectivos desta tese. Os resultados obtidos, que serão

¹¹⁶ Estes gases são também conhecidos como raros, o que não será uma designação totalmente rigorosa no caso do Ar, uma vez que a atmosfera terrestre contém 9 340 ppm em volume e cerca de 13 000 em massa deste elemento.

¹¹⁷ A sua extremamente baixa reactividade levou a que até a década de 60 do século XX fossem considerados inertes. Entretanto, foi possível sintetizar compostos de Kr e Xe, os gases nobres que se caracterizam por mais baixa energia de ionização (Ozima & Podosek, 2002).

de seguida apresentados e discutidos, foram entretanto publicados na revista *Contributions to Mineralogy and Petrology* (Mourão et al., 2012b; ver Anexo VII).

7.3. Gases nobres nas rochas silicatadas e carbonatíticas da Ilha Brava

7.3.1. Composições elementares e isotópicas das rochas da Ilha Brava

No caso das rochas silicatadas, a escolha da fase mineralógica a ser sujeita a análise de gases nobres recaiu sobre os fenocristais de olivina, extraídos de lavas máficas das unidades Inferior e Superior. A sua utilização na obtenção deste tipo de dados é privilegiada pelo facto de a olivina constituir uma fase *liquidus* em magmas de composição basáltica e, simultaneamente, apresentar baixos teores em U, Th e K. Está, assim, imune aos processos de decaimento radioactivo que levam a produção de ^4He e ^{21}Ne , enquanto que o seu carácter *liquidus* permite considerar que as inclusões primárias nela preservadas reflectirão a composição do magma.

No que concerne os carbonatitos, foram realizadas análises em concentrados de calcite e apatite extraídos de amostras intrusivas da Unidade Intermédia. O primeiro mineral constitui nitidamente a fase mais abundante nestas rochas e as suas assinaturas isotópicas de gases nobres reflectem a composição do magma no momento da sua cristalização. Já a apatite é conhecida pela sua resistência a alteração além de ser considerado uma fase *liquidus* em algumas das amostras estudadas, como se pôde constatar pela análise textural das lâminas delgadas. Embora se caracterizem por teores significativos de Th e U, a sua utilidade no estudo dos gases nobres em rochas carbonatíticas é desde há muito reconhecida (e.g., Sasada et al., 1997; Basu & Murty, 2006; Murty et al., 2007).

As várias etapas de tratamento das amostras que precederam a obtenção das análises isotópicas a partir de concentrados minerais encontram-se descritas no Anexo III. Também aí se encontra uma descrição exaustiva da técnica analítica aplicada e correcção de dados associada.

7.3.1.1. Rochas máficas silicatadas

Para as olivinas das rochas máficas silicatadas foram apenas analisadas as razões isotópicas de He e Ne. Os resultados estão expostos na Tabela 7.1.

A concentração de hélio, essencialmente dominada por ^4He e obtida nessas amostras pelo método de *crushing* (ver Anexo III), varia entre 3.1 e 19.8×10^{-9} ccSTP/g¹¹⁸ na Unidade Inferior e entre 3.9 e 96.7×10^{-9} ccSTP/g na Unidade Superior. As lavas mais antigas apresentam, com a excepção da amostra CY-7, razões $^3\text{He}/^4\text{He}$ acima dos valores que tipicamente caracterizam os MORB¹¹⁹, cifrando-se entre 10.35 ± 2.04 e 12.85 ± 1.89 Ra¹²⁰. Os materiais vulcânicos mais recentes, por sua vez, exibem valores entre 9.32 ± 0.30 e 11.02 ± 0.04 , ligeiramente mais radiogénicos do que a Unidade Inferior.

Tabela 7.1 - Concentração (em ccSTP/g) e razão isotópica de He e Ne obtidas para as amostras de olivina provenientes das lavas máficas que afloram nas Unidade Inferior e Superior. $R/Ra = (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{am}} / (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{atm}}$. Os valores das razões atmosféricas encontram-se compiladas em Ozima & Podosek (2002).

Amostra	^3He (10^{-14})	^4He (10^{-9})	R/Ra	$\pm 1\sigma$	$^4\text{He}/^3\text{He}$	$\pm 1\sigma$	^{22}Ne (10^{-12})	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$\pm 1\sigma$	$^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$\pm 1\sigma$
Unidade Inferior											
CY-7	19.45	19.80	7.10	0.64	101 785	9 181	1.89	9.82	0.08	0.0311	0.0010
CY-11 step1	4.21	2.28	13.35	2.04	54 134	8 293	0.76	9.84	0.07	0.0266	0.0011
CY-11 step2	1.30	0.82	11.46	4.33	63 040	23 803	0.26	9.99	0.17	0.0317	0.0021
CY-11 total	5.51	3.10	12.85	1.89	56 240	8 273	1.02	9.88	0.07	0.0279	0.0010
CY-25	8.87	6.04	10.61	2.21	68 070	14 142	0.75	9.94	0.11	0.0301	0.0014
CY-82	8.71	5.23	12.03	0.90	60 054	4 474	3.43	9.89	0.03	0.0289	0.0006
CY-83	6.98	4.87	10.35	0.66	69 779	4 435	12.22	9.83	0.02	0.0291	0.0004
Unidade Superior											
CY-98 ^a	5.01	3.89	9.32	0.30	77 513	2 495	18.66	9.82	0.05	0.0294	0.0003
CY-200 ^a	9.91	6.97	10.27	0.25	70 385	1 713	8.55	9.85	0.05	0.0293	0.0004
CY-247 ^a	147.48	96.66	11.02	0.04	65 541	238	27.02	9.99	0.05	0.0297	0.0003
Atmosfera					714 796			9.80		0.0290	

Na Fig. 7.1 encontram-se projectadas as concentrações de ^4He contra as razões isotópicas $^4\text{He}/^3\text{He}$. A ausência de uma correlação simples entre estas duas variáveis deve-se ao facto da concentração de hélio depender do volume das inclusões fluidas aprisionadas no interior dos fenocristais bem como da eficiência do processo de esmagamento (Madureira et al., 2005).

¹¹⁸ ccSTP: unidade para expressar as concentrações dos vários gases. Corresponde à uma unidade de volume, cm^3 , sob condições padrão de pressão e temperatura, ou seja, 1 atm e 0 °C. 1 mol = 22 400 ccSTP, o que corresponde ao volume ocupado por uma mole de gás sob condições padrão de pressão e temperatura.

¹¹⁹ Os MORB caracterizam-se por valores relativamente constantes de $^3\text{He}/^4\text{He}$, os quais andam em torno de 8 ± 1 Ra ($^4\text{He}/^3\text{He} = 90\,000 \pm 10\,000$; Kurz et al., 1982b; Allègre et al., 1995b; Graham, 2002).

¹²⁰ Ra é a razão $^3\text{He}/^4\text{He}$ atmosférica (1.399×10^{-6}).

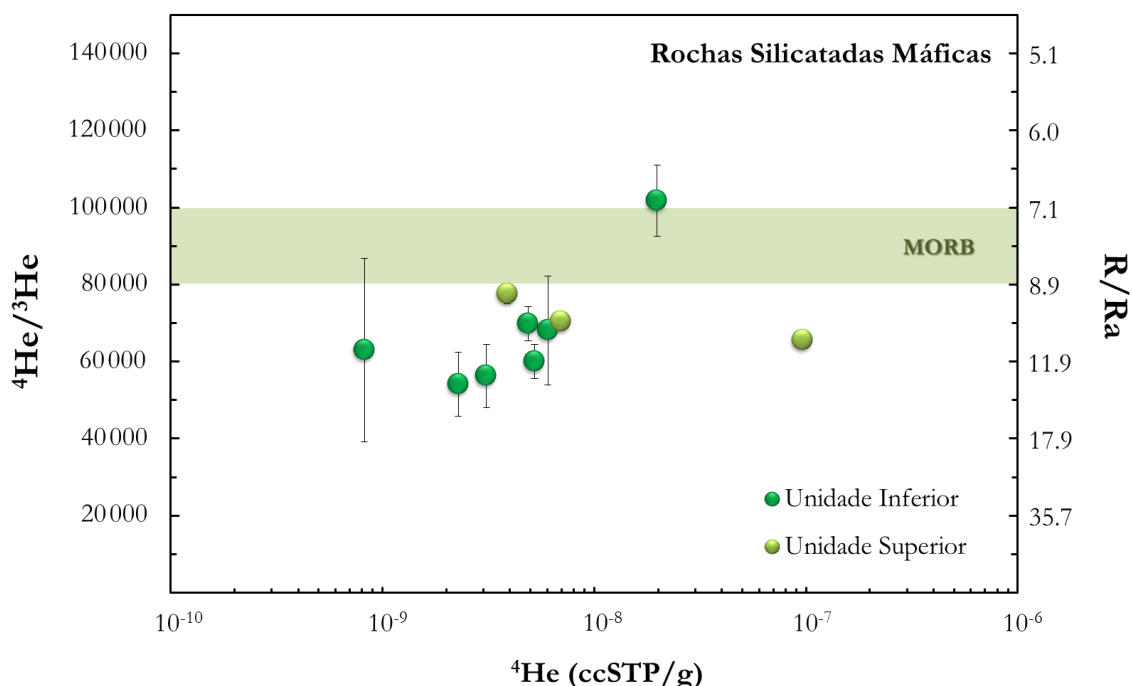


Fig. 7.1 - Concentração (em ccSTP/g) de ^4He vs. $^4\text{He}/^3\text{He}$ obtidas para os separados de olivina constituinte das lavas máficas das unidades Inferior e Superior. MORB: $^4\text{He}/^3\text{He} = 90\,000 \pm 10\,000$ (Allègre et al., 1995b).

A concentração total de ^{22}Ne obtida para as olivinas da Unidade Inferior varia entre 0.75 e 12.22×10^{-12} ccSTP/g, enquanto as olivinas constituintes dos produtos vulcânicos mais recentes apresentam teores entre 8.55 e 27.02×10^{-12} ccSTP/g. Nestes materiais, as razões isotópicas $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ tomam valores muito próximos daquele que caracteriza a atmosfera terrestre (9.80; Ozima & Podosek, 2002), variando entre 9.82 e 9.94 na Unidade Inferior e entre 9.82 e 9.99 na Unidade Superior. O mesmo se sucede com as razões isotópicas $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ totais, as quais apresentam valores entre 0.0279 e 0.0311 nos materiais mais antigos e entre 0.0293 e 0.0297 nos materiais mais recentes ($^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}_{\text{atm}} = 0.02899$; Ozima & Podosek, 2002).

7.3.1.2. Rochas carbonatíticas

Nas apatites e calcites separadas das rochas carbonatíticas intrusivas pertencentes à Unidade Intermédia foram analisadas as abundâncias elementares e isotópicas de todos os gases nobres, desde o hélio ao xénon. Os resultados obtidos encontram-se nas Tabelas 7.2, 7.3 e 7.4, onde também se apresentam as razões isotópicas.

Tabela 7.2 - Concentração (em ccSTP/g) e razão isotópica de He e Ne obtidas para as amostras de apatite e calcite provenientes das rochas carbonatíticas que afloram na Unidade Intermédia. Os valores das razões atmosféricas encontram-se compiladas em Ozima & Podosek (2002).

Amostra	^3He (10^{-14})	^4He (10^{-9})	R/Ra	$\pm 1\sigma$	$^4\text{He}/^3\text{He}$	$\pm 1\sigma$	^{22}Ne (10^{-12})	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$\pm 1\sigma$	$^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$\pm 1\sigma$
Apatites											
CY-110	14.86	13.31	8.07	0.86	89 576	9 589	2.65	9.89	0.06	0.0290	0.0008
CY-111	3.97	7.15	4.01	0.73	180 308	32 701	3.14	9.79	0.05	0.0291	0.0006
CY-112	40.46	30.25	9.67	0.47	74 755	3 665	3.30	9.87	0.04	0.0295	0.0005
CY-113	14.72	12.32	8.63	0.70	83 724	6 832	8.85	9.86	0.03	0.0292	0.0005
CY-161	29.93	41.41	5.22	0.31	138 377	8 242	5.92	9.83	0.04	0.0291	0.0005
Calcites											
CY-23	10.72	10.47	7.40	0.74	97 612	9 814	22.92	9.81	0.03	0.0290	0.0005
CY-56	160.40	98.84	11.73	0.22	61 603	1 143	18.16	9.91	0.03	0.0300	0.0005
CY-116	105.87	71.59	10.69	0.38	67 621	2 388	25.10	9.95	0.03	0.0302	0.0005
CY-144	256.28	156.90	11.80	0.14	61 223	723	71.40	9.86	0.02	0.0296	0.0004
CY-156	92.16	57.32	11.62	0.26	62 203	1 403	33.21	9.79	0.02	0.0294	0.0004
CY-161	24.85	17.91	10.03	0.76	72 057	5 490	12.52	9.81	0.03	0.0294	0.0005
Atmosfera					714 796			9.80		0.0290	

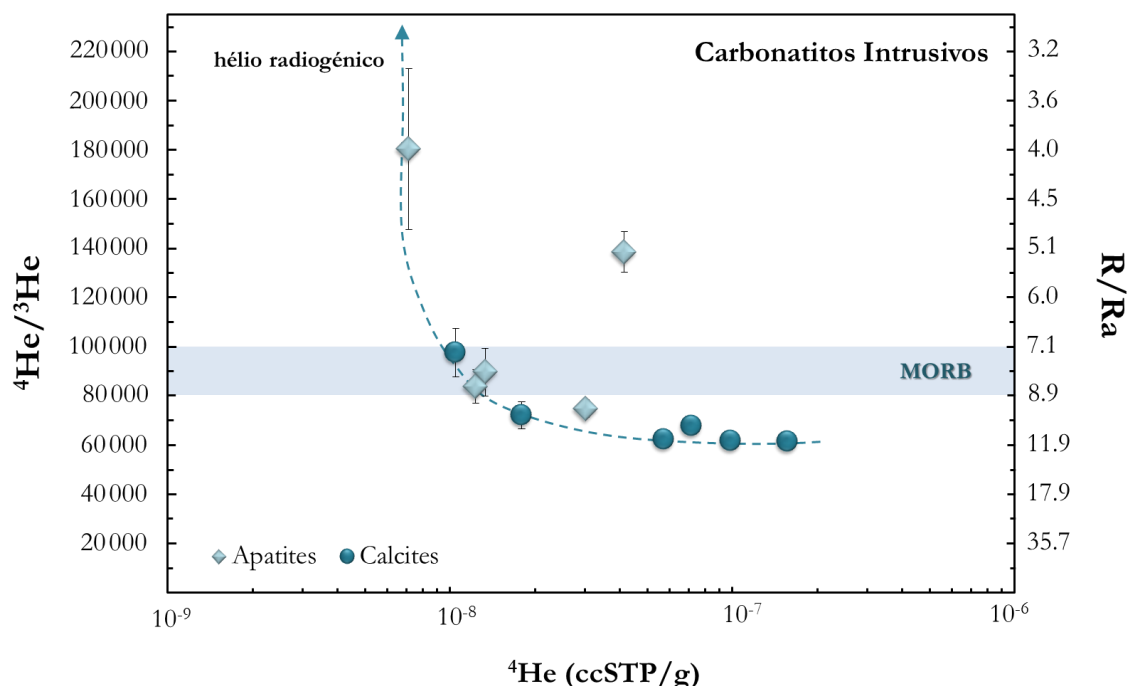


Fig. 7.2 - Concentração (em ccSTP/g) de ^4He vs. $^4\text{He}/^3\text{He}$ obtidas para os separados de apatite e calcite que constituem as rochas carbonatíticas da Unidade Intermédia. MORB: $^4\text{He}/^3\text{He} = 90\,000 \pm 10\,000$ (Allègre et al., 1995b).

As concentrações de ^4He analisadas nas apatites variam entre 7.15 e 41.41×10^{-9} ccSTP/g, enquanto nas calcites esses valores oscilam entre 10.47 e 157×10^{-9} ccSTP/g. As razões isotópicas $^4\text{He}/^3\text{He}$ obtidas para estes fosfatos (74 755 - 180 308; $R/Ra = 4.01 - 9.67$) situam-se

quer acima quer abaixo dos valores de $90\,000 \pm 10\,000$ ($R/Ra = 8 \pm 1$; Allègre et al., 1995b) que caracterizam os MORB de tipo N e que, como tal, são considerados representativos do valor médio do manto superior convectivo. Com exceção da amostra CY-23, todas as calcites apresentam razões isotópicas de hélio inferiores às apresentadas pelas apatites, situando-se entre 61 223 ($R/Ra = 11.80$) e 72 057 ($R/Ra = 10.03$).

Essa diferença de comportamento relativamente às assinaturas isotópicas de gases nobres das apatites e calcites reflecte-se claramente no diagrama da Fig. 7.2. Tal contraste observado entre diferentes fases mineralógicas constituintes do mesmo tipo litológico (e por vezes até na mesma amostra; e.g., CY-161) é explicado pelos teores de U e Th que distintamente caracterizam cada um daqueles minerais (ver subcapítulo 7.3.2).

As apatites apresentam abundâncias em ^{22}Ne entre 2.65 e 8.85×10^{-12} ccSTP/g, cerca de uma ordem de magnitude inferior às obtidas nas calcites ($12.52 - 71.40 \times 10^{-12}$ ccSTP/g). Tal como acontece para as olivinas, também nestes minerais as razões $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ e $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ são notavelmente constantes e próximas dos valores atmosféricos, oscilando entre 9.79 e 9.89, e 0.0290 e 0.0295, respectivamente. Nas calcites o cenário repete-se, com $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ variando entre 9.79 e 9.95, e $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ entre 0.0290 e 0.0302.

Tabela 7.3 - Concentração (em ccSTP/g) e razões isotópicas de Ar obtidas para as amostras de apatite e calcite provenientes das rochas carbonatíticas que afloram na Unidade Intermédia. $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ corresponde ao valor da razão $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}$ corrigido dos efeitos da contaminação atmosférica (ver texto para mais informações). Os valores das razões atmosféricas encontram-se compiladas em Ozima & Podosek (2002).

Amostra	^{36}Ar (10^{-10})	$^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$	$\pm 1\sigma$
Apatites							
CY-110	0.44	0.1877	0.0004	418	13	2.46	0.32
CY-111	0.77	0.1879	0.0004	379	12	1.12	0.18
CY-112	0.76	0.1881	0.0004	371	12	5.25	0.89
CY-113	1.30	0.1884	0.0004	393	12	0.97	0.14
CY-161	1.30	0.1878	0.0004	352	11	5.64	1.17
Calcites							
CY-23	4.36	0.1876	0.0004	316	10	1.18	0.59
CY-56	4.33	0.1877	0.0005	577	18	0.81	0.08
CY-116	5.50	0.1882	0.0004	730	23	0.30	0.03
CY-144	15.09	0.1885	0.0004	610	19	0.33	0.03
CY-156	7.79	0.1885	0.0004	340	11	1.65	0.41
CY-161	3.30	0.1881	0.0004	421	13	0.43	0.06
Atmosfera		0.1885		298.6			

Tabela 7.4 - Concentração (em ccSTP/g) e razões isotópicas de Kr obtidas para as amostras de apatite e calcite provenientes das rochas carbonatíticas que afloram na Unidade Intermédia. Os valores das razões atmosféricas encontram-se compiladas em Ozima & Podosek (2002).

Amostra	^{84}Kr (10^{-12})	$^{78}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$	$\pm 1\sigma$	$^{80}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$	$\pm 1\sigma$	$^{82}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$	$\pm 1\sigma$	$^{83}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$	$\pm 1\sigma$	$^{86}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$	$\pm 1\sigma$
Apatites											
CY-110	1.33	0.0073	0.0009	0.0391	0.0010	0.2016	0.0014	0.2008	0.0033	0.3018	0.0023
CY-111	2.07	0.0069	0.0004	0.0401	0.0006	0.2045	0.0050	0.2009	0.0012	0.3056	0.0014
CY-112	2.12	0.0067	0.0003	0.0392	0.0005	0.2030	0.0013	0.2007	0.0012	0.3090	0.0013
CY-113	3.25	0.0065	0.0001	0.0401	0.0004	0.2015	0.0007	0.2013	0.0011	0.3049	0.0014
CY-161	3.33	0.0067	0.0002	0.0398	0.0003	0.2003	0.0011	0.2006	0.0014	0.3060	0.0015
Calcites											
CY-23	10.60	0.0061	0.0001	0.0398	0.0002	0.2021	0.0007	0.2012	0.0006	0.3045	0.0009
CY-56	12.00	0.0061	0.0001	0.0401	0.0006	0.2013	0.0005	0.2011	0.0005	0.3063	0.0008
CY-116	14.60	0.0062	0.0001	0.0398	0.0004	0.2016	0.0007	0.2008	0.0007	0.3064	0.0009
CY-144	63.60	0.0060	0.0001	0.0395	0.0003	0.2017	0.0006	0.2011	0.0005	0.3056	0.0008
CY-156	22.20	0.0060	0.0001	0.0397	0.0003	0.2013	0.0007	0.2009	0.0005	0.3052	0.0008
CY-161	9.43	0.0062	0.0002	0.0390	0.0003	0.2011	0.0008	0.2003	0.0009	0.3050	0.0010
Atmosfera		0.0061		0.0396		0.2022		0.2014		0.3052	

Tabela 7.5 - Concentração (em ccSTP/g) e razões isotópicas de Xe obtidas para apatites e calcites provenientes das rochas carbonatíticas que afloram na Unidade Intermédia. O erro analítico corresponde a 1σ .

Amostra	^{130}Xe (10^{-14})	$^{124}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$	$\pm 1\sigma$	$^{126}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$	$\pm 1\sigma$	$^{128}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$	$\pm 1\sigma$	$^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$	$\pm 1\sigma$
Apatites									
CY-110	2.51	0.0273	0.0025	0.0209	0.0021	0.4602	0.0114	6.5641	0.0975
CY-111	2.81	0.0232	0.0015	0.0209	0.0016	0.4740	0.0082	6.4550	0.0681
CY-112	3.37	0.0206	0.0014	0.0221	0.0017	0.4695	0.0085	6.4680	0.0655
CY-113	3.92	0.0223	0.0015	0.0230	0.0014	0.4724	0.0080	6.5283	0.0609
CY-161	4.11	0.0197	0.0018	0.0189	0.0015	0.4755	0.0090	6.4463	0.0692
Calcites									
CY-23	7.84	0.0235	0.0014	0.0203	0.0012	0.4630	0.0063	6.4810	0.0522
CY-56	10.16	0.0225	0.0012	0.0214	0.0012	0.4669	0.0054	6.4523	0.0559
CY-116	14.70	0.0209	0.0012	0.0232	0.0015	0.4626	0.0071	6.5476	0.0452
CY-144	31.50	0.0233	0.0010	0.0218	0.0008	0.4654	0.0049	6.4694	0.0371
CY-156	17.50	0.0220	0.0012	0.0221	0.0011	0.4626	0.0049	6.4239	0.0359
CY-161	8.15	0.0204	0.0014	0.0209	0.0011	0.4642	0.0074	6.5123	0.0702
Atmosfera		0.0234		0.0218		0.4715		6.4960	

7. Geoquímica de gases nobres (He, Ne, Ar, Kr, Xe)

Amostra	$^{131}\text{Xe}/^{130}\text{Xe} \pm 1\sigma$	$^{132}\text{Xe}/^{130}\text{Xe} \pm 1\sigma$	$^{134}\text{Xe}/^{130}\text{Xe} \pm 1\sigma$	$^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe} \pm 1\sigma$
Apatites				
CY-110	5.2233	0.0674	6.6571	0.0855
CY-111	5.1963	0.0585	6.6031	0.0752
CY-112	5.1557	0.0645	6.5956	0.0803
CY-113	5.2276	0.0485	6.6412	0.0631
CY-161	5.2236	0.0624	6.5108	0.0751
Calcites				
CY-23	5.1840	0.0431	6.5732	0.0537
CY-56	5.1721	0.0491	6.6295	0.0588
CY-116	5.2204	0.0387	6.6563	0.0503
CY-144	5.1774	0.0295	6.5741	0.0462
CY-156	5.1442	0.0345	6.5743	0.0492
CY-161	5.1955	0.0535	6.6035	0.0747
Atmosfera	5.2130	6.6070	2.5630	2.1760

As concentrações de ^{36}Ar variam entre 0.44 e 1.30×10^{-10} ccSTP/g nas apatites e entre 3.30 e 15.09×10^{-10} ccSTP/g nas calcites (Tabela 7.3). As razões isotópicas $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ em ambas as fases excedem sempre o valor atmosférico de 298.6, atingindo 418 nas apatites e 730 nas calcites. Já as razões $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ são praticamente idênticas ao valor atmosférico ($^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}_{\text{atm}} = 0.1885$) e, por conseguinte, não será utilizado em futuras discussões. Pelas Tabelas 7.4 e 7.5 constata-se que as razões isotópicas de cripton e xénon nas apatites e calcites são praticamente indiscerníveis dos valores que caracterizam a atmosfera terrestre. Note-se, no entanto, que Mata et al. (2010b) obtiveram, para apatites ocorrentes em carbonatitos da Brava, um valor de $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe} = 6.71$, superior ao valor atmosférico.

7.3.2. Produção cosmogénica e radiogénica

Os materiais terrestres podem incorporar na sua composição isótopos de hélio resultantes de produção cosmogénica (^3He) e radiogénica (^4He), que se acrescentam, claro está, à sua componente “inicial”. Por conseguinte, antes de se fazer quaisquer considerações sobre a génese/evolução desses materiais é imperativo separar a componente de gases nobres “primordial” (entenda-se, adquirida aquando da sua formação) daquela que tem vindo a ser produzida *in situ* (Kurz, 1986). Para tal, recorre-se a diferentes métodos de extracção, uma vez que os diferentes componentes têm, preferencialmente, locais de aprisionamento distintos nos materiais.

Em rochas e minerais, o hélio “magmático” encontra-se retido no interior das inclusões fluidas aprisionadas durante o crescimento dos cristais ou do material vítreo, enquanto os

isótopos cosmogénicos e radiogénicos permanecem na “matriz”, próximos dos locais onde foram produzidos. Consequentemente, o esmagamento¹²¹ dos cristais em vácuo liberta preferencialmente hélio das inclusões fluidas, enquanto a fusão¹²² dos mesmos provoca também a extracção da componente produzida na matriz (Yokochi et al., 2005). Logo, poder-se-ia admitir que as razões $^4\text{He}/^3\text{He}$ obtidas pelo primeiro método representam a assinatura magmática (e.g., Kurz, 1986). No entanto, trabalhos recentes (e.g., Hilton et al., 1993; Moreira & Madureira, 2005; Yokochi et al., 2005) têm demonstrado que uma parte importante de hélio de origem cosmogénica pode ser extraída durante o processo de esmagamento dos cristais, principalmente para um elevado número de pancadas¹²³ (≈ 500), devido aos danos causados nas estruturas dos minerais (Scarsi, 2000).

Embora as rochas hospedeiras das olivinas estudadas sejam de idade recente (variando entre 2.92 ± 0.11 e $< 0.253 \pm 0.005$ Ma, Madeira et al., 2010; ver também Capítulo 4) e tenham sido colectadas a baixas altitudes (< 350 m) e latitudes ($< 15^\circ$ N), tal não é suficiente para rejeitar a contribuição de ^3He cosmogénico nestas amostras¹²⁴. Além disso, as baixas concentrações de hélio nestes minerais (geralmente $< 10^{-8}$ ccSTP/g; ver Tabela 7.1 e Fig. 7.1) tornam-nos extremamente sensíveis aos processos pós-eruptivos, como seja a produção cosmogénica.

Para avaliar a contribuição de hélio cosmogénico nas amostras de olivina em estudo, procedeu-se à fusão, a 1500°C , dos pós resultantes do processo de esmagamento dos cristais. Os resultados estão expressos na Tabela 7.6.

As concentrações de ^3He obtidas a partir da fusão dos pós de olivina ($^3\text{He}_{\text{fus}}$) chegam a ser mais de 500% mais elevadas do que as obtidas na mesma amostra pelo processo de esmagamento ($^3\text{He}_{\text{esmag}}$), o que, de facto, é indicativo da presença de hélio cosmogénico na matriz (que atinge o máximo de 46×10^{-14} ccSTP/g ($R/R_a \approx 42$) na amostra CY-83). No entanto, Moreira & Madureira (2005), ao aplicarem o mesmo procedimento de esmagamento em olivinas de xenólitos da Antárctica com 11 Ma, constataram que menos de 0.5% do hélio cosmogénico produzido na matriz é libertado neste processo.

¹²¹ Na literatura inglesa emprega-se o termo “*crushing*”.

¹²² Na literatura inglesa emprega-se o termo “*melting*”.

¹²³ Ver Anexo III.

¹²⁴ A Terra vem sendo continuamente bombardeada por raios cósmicos (prótons, partículas- α , entre outros) desde a sua formação. A interacção dessas partículas de alta energia com os núcleos dos átomos que constituem a atmosfera terrestre resulta na produção de partículas secundárias (especialmente neutrões). Ao atravessar a atmosfera, o fluxo de partículas dos raios cósmicos tende a ser maior nos primeiros quilómetros diminuindo depois gradualmente. Dessa forma, a taxa de produção cosmogénica à superfície da Terra é mais baixa à mais baixas altitudes. Uma vez que as partículas dos raios cósmicos são deflectidas pelo campo magnético terrestre, a produção de núclídeos é mais elevada nos pólos do que no equador (Ivy-Ochs & Kober, 2008).

7. Geoquímica de gases nobres (He, Ne, Ar, Kr, Xe)

Tabela 7.6 - Concentrações (em ccSTP/g) e razões isotópicas de hélio obtidas através da fusão (a 1500 °C) dos pós resultantes do esmagamento dos cristais de olivina. ^a Os cálculos foram realizados assumindo que o hélio cosmogénico extraído aquando do esmagamento dos cristais representa até 1% de todo o hélio cosmogénico residente na matriz. *corr*: valores de R/Ra corrigidos considerando a quantidade máxima de hélio cosmogénico libertado durante o processo de esmagamento precedente.

Fusão	⁴ He (10 ⁻⁹) _{esmag}	³ He (10 ⁻¹⁴) _{esmag}	(R/Ra) <i>esmagamento</i>	± 1δ	⁴ He (10 ⁻⁹) _{fus}	³ He (10 ⁻¹⁴) _{fus}	R/Ra <i>fusão</i>	± 1δ	³ He _{cosm} (10 ⁻¹⁴)	(R/Ra) _{corr} (1%) ^a
CY-7	19.80	19.45	7.10	0.64	6.73	10.92	11.72	0.45	4.30	7.10
CY-11 total	3.10	5.51	12.85	1.89	4.83	20.84	31.18	0.36	12.25	12.40
CY-25	6.04	8.87	10.61	2.21	5.60	19.45	25.10	0.69	11.23	10.40
CY-82	5.23	8.71	12.03	0.90	1.64	32.59	14.36	0.12	5.29	11.60
CY-83	4.87	6.98	10.35	0.66	7.94	45.62	41.51	0.29	34.24	9.70

O possível impacto que a adição de hélio cosmogénico - localizado na matriz (³He_{cosm}; Eq. 7.2) - potencialmente terá nas razões R/Ra pode ser avaliado comparando os resultados obtidos directamente pelo esmagamento dos cristais (³He_{esmag}) com as razões cuja contribuição cosmogénica foi corrigida (R/Ra_{corr}). Esse valor pode ser obtido através da relação expressa em Eq. 7.2.

$$^3\text{He}_{\text{cosm}} = [(R/Ra)_{\text{fus}} - (R/Ra)_{\text{esmag}}] \cdot (^3\text{He}/^4\text{He})_{\text{atm}} \cdot ^4\text{He}_{\text{fus}} \quad \text{Eq. 7.1}$$

$$R/Ra_{\text{corr}} = (1/Ra) \cdot [(^3\text{He}_{\text{esmag}} - ^3\text{He}_{\text{cosm}}) / ^4\text{He}_{\text{esmag}}] \quad \text{Eq. 7.2}$$

De acordo com este modelo, mesmo considerando a adição de 1% de hélio cosmogénico, os valores corrigidos de R/Ra aproximam-se, dentro do erro de 1δ considerado, dos valores obtidos directamente (não corrigidos) pelo método de esmagamento (R/Ra_{esmag}) como, aliás, está bem patente na Tabela 7.6. Para além disso, a semelhança nos resultados obtidos para a mesma amostra quando esta foi sujeita a um ou dois episódios (*steps*) de esmagamento parece comprovar a fraca contribuição de ³He cosmogénico nas olivinas estudadas. Como tal, conclui-se que as razões R/Ra relativamente elevadas (< 12.85) destas amostras representam, de facto, assinaturas mantélicas.

Outra fonte de hélio nas rochas advém da produção radiogénica pelo decaimento-α inerente às séries radioactivas do U e Th (ver Tabela III.7 do Anexo III). Desta feita, materiais ricos nestes dois elementos litófilos tendem a ver incrementada com o tempo a sua assinatura em ⁴He. Considerando a idade recente das rochas onde as olivinas estudadas se inserem (< 2.92 ± 0.11 Ma, Madeira et al., 2010; ver Capítulo 4) e os relativamente baixos teores de U e Th que tipicamente as caracterizam (< 2.05 e 7.01 ppm, respectivamente, ver Anexo IV.3),

infere-se que a proporção de hélio radiogénico nestes minerais não afecta significativamente a sua assinatura magmática original.

Relativamente às rochas carbonatíticas, é inegável o contraste de comportamento em termos de abundâncias e razões isotópicas de gases nobres que se observa entre as apatites e as calcites, e que, de resto, está claramente retratado na Fig. 7.2, que, de facto, reflecte as concentrações nos elementos radioactivos Th e U. As apatites caracterizam-se por elevados teores de U e Th os quais, por decaimento- α , produzem ^4He . Este, com a progressão do processo de esmagamento dos cristais tende a difundir da matriz utilizando, para tal, as fracturas recém-criadas durante este mesmo processo (e.g., Yokochi et al., 2005), tendo como implicação a adulteração da razão isotópica mantélica preservada nas inclusões.

Mata et al. (2010b) apresentaram, recentemente, teores de Th e U para apatites de uma das rochas carbonatíticas da Brava iguais a 39.5 e 3.4 ppm, respectivamente. Tendo em conta uma idade para esta litologia de 1.55 Ma (Madeira et al., 2010) e utilizando a expressão Eq. 7.3¹²⁵, foi possível calcular a produção radioactiva *in situ* de $^4\text{He}^*$:

$$^4\text{He}^* \approx 2.8 \times 10^{-8} \cdot (4.35 + [\text{Th}]/[\text{U}]) \cdot [\text{U}] \cdot t \quad \text{Eq. 7.3}$$

($[\text{Th}]$ e $[\text{U}]$ em ppm e t em Ma)

A produção radioactiva de $^4\text{He}^*$ *in situ* na matriz foi de aproximadamente 2.36×10^{-6} ccSTP/g. Note-se que este valor é cerca de duas ordens de magnitude superior ao revelado pelas análises de ^4He extraído das apatites via esmagamento dos cristais (ver Tabela 7.2), o que indica que mesmo que a percentagem de hélio radiogénico libertado durante aquele processo seja muito baixa, é ainda assim suficiente para se sobrepor à assinatura mantélica. Logo, as elevadas razões $^4\text{He}/^3\text{He}$ medidas nesta fase mineralógica ($< 180\,308$; $\text{R}/\text{Ra} > 4.01$) não representam as composições originais adquiridas no momento da sua cristalização.

No caso das calcites, a produção de ^4He pelo decaimento radioactivo do Th e U residente na matriz é menos eficiente, uma vez que estes nuclídeos ocorrem em muito baixa quantidade nestes minerais. Compare-se, por exemplo, os valores de 1.7 e 0.2 ppm tomados pelo Th e U, respectivamente, em calcites da Brava analisadas por Mata et al. (2010b), os quais são nitidamente inferiores aos apresentados pelas apatites ocorrentes na mesma amostra. Este aspecto e o facto das calcites se caracterizarem normalmente por uma maior abundância de voláteis, nomeadamente de hélio, tornam estes minerais menos susceptíveis a posteriores

¹²⁵ Esta fórmula, utilizada por Mata et al. (2010b) consiste numa simplificação de uma expressão bem mais complexa que se encontra descrita em Moreira (1997).

adições de hélio derivado não só de produção radiogénica e/ou cosmogénica. O enriquecimento generalizado em gases nobres das calcites comparativamente às apatites é perfeitamente compatível com o elevado volume de inclusões fluidas que se podem observar através do estudo petrográfico das amostras.

Os resultados deste estudo, apoiados ainda pela contemporaneidade e praticamente idênticas condições de exposição das amostras, permitem concluir que as altas razões R/Ra (até 11.80) determinadas nas calcites reflectem, de facto, as assinaturas magmáticas de hélio.

7.3.3. Assinaturas atmosféricas dos gases nobres pesados

Um dos problemas comumente encontrados quando se pretende decifrar as composições primárias de gases nobres nos materiais magmáticos é a presença frequente de assinaturas atmosféricas, as quais são preferencialmente manifestadas pelas razões isotópicas dos elementos mais pesados.

Como referido em subcapítulos anteriores, as calcites constituintes de rochas carbonatíticas da Ilha Brava apresentam razões isotópicas de Ne, Kr e Xe praticamente indistinguíveis dos valores atmosféricos, não obstante as razões $^3\text{He}/^4\text{He}$ serem relativamente elevadas, i.e., claramente distintas das atmosféricas (R/Ra até 12.85). Uma questão pertinente a ser colocada é se aquelas composições isotópicas atmosféricas são o resultado de processos de contaminação secundários superficiais/sub-superficiais ou se, por outro lado, são de facto representativas da fonte mantélica que deu origem a estes magmas. Neste caso, a aquisição das assinaturas atmosféricas teria ocorrido por reciclagem, através de subducção, de material crostal hidratado.

As concentrações de gases nobres na atmosfera e hidrosfera são de tal forma elevadas quando comparadas com a porção sólida da Terra (com excepção do hélio) que a mínima interacção entre estes reservatórios é suficiente para mascarar as assinaturas de Ne, Ar, Kr e Xe dos materiais mais empobrecidos, como é o caso dos de origem mantélica (Staudacher & Allègre, 1988; Ballentine & Barfod, 2000; Sarda, 2004). Veja-se, por exemplo, o caso da água do mar, cujas abundâncias absolutas ultrapassam em duas a quatro ordens de magnitude os valores mantélicos. As apatites e calcites dos carbonatitos da Brava, por sua vez, apresentam valores ainda mais baixos, em cerca de três a quatro ordens de magnitude, que os que caracterizam aquele reservatório exógeno (Tabela 7.7). O hélio, pelo contrário, apresenta-se normalmente em menores quantidades naqueles reservatórios exógenos do que nas amostras

estudadas, o que lhe confere uma maior imunidade aos processos de contaminação atmosférica. A razão de ser das baixas concentrações de He nos reservatórios exógenos (5.20 ppm na atmosfera¹²⁶) prende-se com facto deste elemento, por ser extremamente leve, ser menos afectado pela gravidade terrestre, escapando-se continuamente para o espaço; o hélio tem um tempo de residência na nossa atmosfera de cerca de 1 Ma (Torgersen, 1989), daí a sua abundância ser muito baixa comparativamente a outros gases (o Ar, por exemplo, ocorre com uma concentração de 9 340 ppm). Por conseguinte, uma hipotética adição de água do mar aos magmas deslocará as composições isotópicas de Ne, Ar, Kr e Xe no sentido de valores próximos dos atmosféricos, enquanto as assinaturas de hélio pouco ou nada são afectadas.

Tabela 7.7 - Comparação das abundâncias elementares de gases nobres na atmosfera, na água do mar e nas apatites e calcites das rochas carbonatíticas da Brava. Unidades expressas em ccSTP/g. Os valores atmosféricos foram calculados dividindo o inventário de gases nesse reservatório pela massa da Terra (Ozima & Podosek, 2002). Os dados da água do mar encontram-se compilados em Allègre et al. (1986) e do manto em Sarda & Graham (1990).

	Atmosfera	Água do mar	Manto		Carbonatitos da Ilha Brava	
			MORB	OIB	Apatites	Calcites
³ He	4.89 x 10 ⁻¹⁵	6.30 x 10 ⁻¹⁴	0.18 x 10 ⁻⁹	0.024 x 10 ⁻⁹	3.97 - 40.46 x 10 ⁻¹⁴	10.72 - 256.28 x 10 ⁻¹⁴
²⁰ Ne	1.09 x 10 ⁻⁸	1.74 x 10 ⁻⁷	0.16 x 10 ⁻⁹	0.77 x 10 ⁻⁹	2.62 - 8.73 x 10 ⁻¹¹	12.3 - 70.4 x 10 ⁻¹¹
³⁶ Ar	2.11 x 10 ⁻⁸	1.27 x 10 ⁻⁶	0.053 x 10 ⁻⁹	1.3 x 10 ⁻⁹	0.44 - 1.30 x 10 ⁻¹⁰	3.30 - 15.09 x 10 ⁻¹⁰
⁸⁴ Kr	4.41 x 10 ⁻¹⁰	5.26 x 10 ⁻⁸	2.4 x 10 ⁻¹²	33 x 10 ⁻¹²	1.33 - 3.33 x 10 ⁻¹²	9.43 - 63.60 x 10 ⁻¹²
¹³⁰ Xe	2.44 x 10 ⁻¹²	4.51 x 10 ⁻¹⁰	-----	-----	2.51 - 4.11 x 10 ⁻¹⁴	7.54 - 31.50 x 10 ⁻¹⁴

As abundâncias absolutas de gases nobres nas amostras analisadas da Brava são altamente variáveis, dificultando a sua análise e interpretação, como se observa pela Tabela 7.7. Este problema pode ser contornado em parte recorrendo-se às abundâncias relativas sob a forma de razões elementares, as quais constituem traçadores discriminatórios de processos de fraccionamento elementar e eventos de contaminação (Patterson et al., 1990). Tais razões são convencionalmente normalizadas para as respectivas razões atmosféricas e expressas da seguinte forma (Eq. 7.4):

$$F_i = ({}^iX/{}^{36}\text{Ar})_{\text{am}} / ({}^iX/{}^{36}\text{Ar})_{\text{atm}} \quad \text{Eq. 7.4}$$

onde ⁱX representa ³He, ²⁰Ne, ³⁶Ar, ⁸⁴Kr e ¹³⁰Xe, e *am* e *atm* dizem respeito à amostra e à atmosfera, respectivamente.

¹²⁶ Dados disponibilizados em http://www.srh.noaa.gov/jetstream//atmos/atmos_intro.htm.

A projecção gráfica destas razões para as amostras da Brava pode ser observada na Fig. 7.3, onde também se encontram representados os padrões da crosta oceânica antiga, dos sedimentos marinhos e da água do mar para efeitos de comparação.

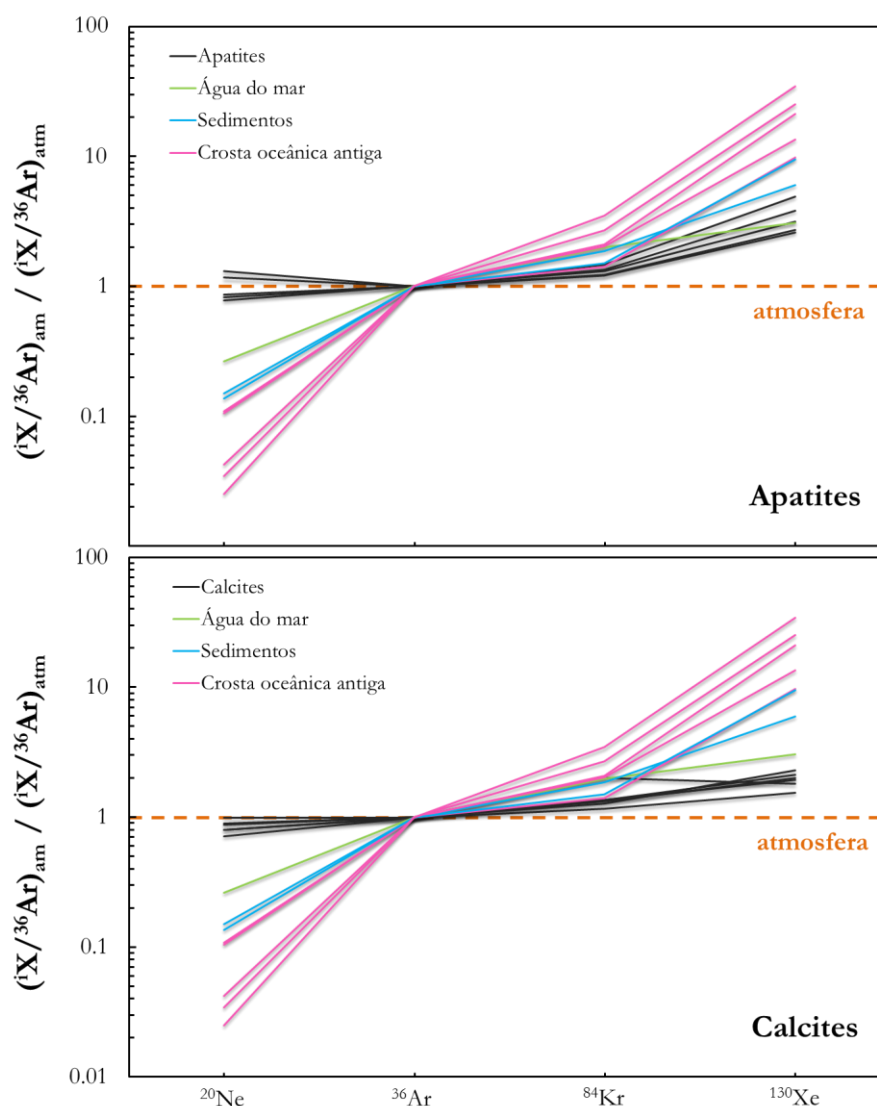


Fig. 7.3 - Padrão de abundâncias relativas de gases nobres normalizadas em relação aos valores atmosféricos (F_{20} , F_{36} , F_{84} e F_{130} ; ver Eq. 7.4) para as apatites e calcites das rochas carbonatíticas da Ilha Brava. Para efeitos comparativos apresentam-se ainda os padrões da água do mar (Allègre et al., 1986), bem como de crosta oceânica Jurássica e sedimentos do fundo oceânico, ambos recolhidos no oceano Atlântico (Staudacher & Allègre, 1988).

Ballentine & Bedford (2000) sugeriram que parte significativa da componente atmosférica nos materiais magmáticos pode ser adquirida durante a amostragem e preparação laboratorial e que a sua importância aumenta exponencialmente com a vesicularidade do material, no caso da análise de materiais vítreos.

Um dos aspectos que sobressai dos diagramas da Fig. 7.3 é que se as concentrações normalizadas de ^{20}Ne , ^{36}Ar e ^{84}Kr das amostras estudadas são similares às atmosféricas, o mesmo não se passa com ^{130}Xe relativamente ao qual as calcites e apatites dos carbonatitos da Brava estão claramente enriquecidas. Tal permite eliminar o ar actual como contaminante e, como tal, colocar de lado a hipótese de a contaminação atmosférica ter ocorrido durante a manipulação das amostras. O mesmo é também reforçado pelo posicionamento das amostras da Brava no diagrama $^{130}\text{Xe}/^{36}\text{Ar}$ *vs.* $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ (Fig. 7.4), onde se pode constatar que se caracterizam por valores da razão $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ claramente fora dos possíveis para uma hipotética mistura dos componentes ar e OIB. Os padrões referidos sugerem, portanto, que o contaminante responsável pelas razões isotópicas atmosféricas é algo fraccionado relativamente ao ar actual.

É hoje indiscutivelmente aceite que enormes quantidades de voláteis são libertadas do interior da Terra sólida através de emanções vulcânicas, quer directamente para a atmosfera via erupções subaéreas quer por meio de vulcanismo submarino e actividade fumarólica ou freatomagmática (Staudacher & Allègre, 1988). O que ainda permanece em debate é se os gases nobres que povoam a atmosfera são posteriormente re-introduzidos no manto através dos processos de subducção (Staudacher & Allègre, 1988; Matsumoto et al., 2001; Holland & Ballentine, 2006; Mohapatra & Honda, 2006; Moreira & Raquin, 2007).

Durante a subducção, a componente volátil atmosférica pode ser introduzida no manto dissolvida na água do mar que está incorporada na crosta oceânica alterada. A retenção desses fluidos ocorre por adsorção na superfície dos sedimentos, preenchendo poros e fracturas dos sedimentos e rochas magmáticas, e ainda como componentes estequiométricos de fases minerais alteradas, conferindo, assim, a estes materiais hidratados uma assinatura distintiva (Patterson et al., 1994; Sumino et al., 2010). Contudo, os fluidos que preenchem os poros dos sedimentos e da crosta, constituindo cerca de 60% de todo o conteúdo volátil que entra na zona de subducção (Jarrard, 2003), são expelidos do seu material hospedeiro a uma profundidade inferior a 5 km, devido à compactação e significativa redução da porosidade causadas pela pressão exercida pelo prisma acrecionário (Jarrard, 2003; Hacker, 2008). Este processo implica que a transferência de fluidos para zonas mais profundas (> 5 km) terá que acontecer na forma de minerais hidratados constituintes da crosta oceânica e sedimentos, os quais, posteriormente, ao tornarem-se instáveis, os libertarão a maior profundidade (e.g., Sumino et al., 2010).

Contudo, alguns argumentos encontrados na bibliografia recente enfraquecem a importância da reciclagem dos gases nobres na composição do manto. Desde logo, há que ter em consideração o forte contraste composicional em termos isotópicos que existe entre a atmosfera e o manto, como é o caso, por exemplo, das razões $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ (atmosfera: 298.6, Lee et al., 2006; manto superior: 25000, Moreira et al., 1998), o que implica que o volume de material subductado, carregando consigo uma assinatura isotópica atmosférica, teria que ser mínimo, caso contrário verificar-se-ia uma diminuição nos valores daquela razão no manto. Dados recentes, obtidos por Hilton et al. (2002) através de um estudo compilatório da composição em voláteis de materiais dos arcos vulcânicos, demonstram ainda que uma quantidade importante do inventário de gases nobres da crosta oceânica alterada não é reciclada em profundidade mas sim retorna à crosta/atmosfera através dos processos magmáticos que acontecem durante a subducção. Por fim, considerando as razões $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ e $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ de rochas do Arcaico e a sistemática Ne-Ar dos basaltos oceânicos, Moreira & Raquin (2007) e Raquin & Moreira (2009) concluíram que a evolução de algumas razões isotópicas de gases nobres desde valores solares a atmosféricos terá que ter ocorrido antes ou durante a acreção da Terra. Isso porque ao considerar subducção de gases nobres atmosféricos, as razões $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ e $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ nas rochas mantélicas seriam mais elevadas no Arcaico do que na fonte actual dos MORB, o que não se verifica dada a semelhança composicional das rochas do Arcaico com os MORB actuais. Por tudo isto se conclui que a reciclagem de gases nobres no manto não explica as suas composições atmosféricas.

Na discussão até agora realizada, o ar moderno e o material reciclado foram explorados no sentido de compreender qual o seu papel como potenciais contaminantes responsáveis pelo desvio das composições isotópicas de gases nobres das amostras estudadas para valores atmosféricos. Da análise efectuada conclui-se que nenhum daqueles agentes por si só conduz aos resultados observados. Resta, assim, considerar a hipótese da interacção com a água do mar actual (ou qualquer outra fonte de água doce, freática ou subglaciar), cujas abundâncias de gases nobres dissolvidos, ainda que derivados da atmosfera, se encontram fraccionados em função dos diferentes graus de solubilidade que apresentam relativamente a esse meio (Kipfer et al., 2002; Burnard et al., 2003).

De facto, esta é a hipótese que melhor explica os desvios composicionais nestas rochas, estando claramente comprovado pela correlação observadas na Fig. 7.4. Propõe-se que esta contaminação tenha ocorrido pela interacção directa do magma ascendente com a água do mar percolante na sequência vulcânica ou então pela mobilização de voláteis incorporados nas

paredes das condutas e câmaras magmáticas (e.g., Patterson et al., 1990). Ambas as hipóteses parecem plausíveis considerando quer a intensa actividade freatomagmática que se verifica na Brava (ver Capítulo 3; Madeira et al., 2010), indicativo de uma interacção água-magma frequente, quer o carácter intrusivo dos carbonatitos, onde está implícito um determinado tempo de residência numa câmara magmática antes da sua completa cristalização.

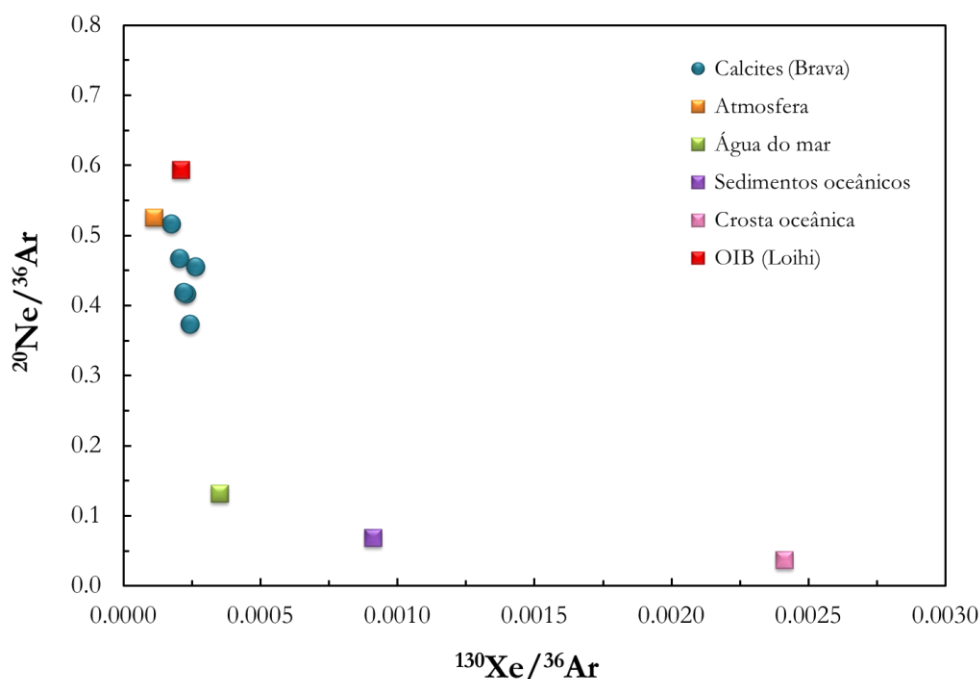


Fig. 7.4 - Razões elementares $^{130}\text{Xe}/^{36}\text{Ar}$ *vs.* $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ para as calcites das rochas carbonatíticas da Ilha Brava. Para comparação apresentam-se ainda as composições da atmosfera (Ozima & Podosek, 2002), água do mar (Allègre et al., 1986), crosta e sedimentos oceânicos (Staudacher & Allègre, 1988), e Loihi (OIB; Sarda & Graham, 1990). As calcites apresentam composições intermédias entre um típico OIB e água do mar.

7.3.4. O controlo exercido pela solubilidade na fraccionação elementar e isotópica dos gases nobres

No subcapítulo 7.3.2 demonstrou-se que as calcites tendem a preservar as suas assinaturas elementares e isotópicas de gases nobres adquiridas à altura da sua cristalização, tendo sido a posterior produção cosmogénica e radiogénica de isótopos de hélio e néon negligenciável. No entanto, ainda assim a determinação da composição magmática é dificultada devido à desgaseificação e contaminação que os magmas sofrem no seu percurso ascendente em direcção à superfície, o que é particularmente verdadeiro para o Ar dada a sua abundância na atmosfera em relação ao que se verifica, por exemplo, para o He e Ne. Como, de facto, grande parte dos magmas é sujeita à contaminação atmosférica ao longo da sua história, as razões

elementares He/Ne e He/Ar podem não representar a assinatura magmática (Moreira & Sarda, 2000). Este problema tem sido contornado recorrendo à utilização do $^{40}\text{Ar}^*$ (Staudacher et al., 1989; Sarda & Graham, 1990; Moreira & Sarda, 2000), que corresponde à concentração de ^{40}Ar corrigida do efeito da contaminação atmosférica (Eq. 7.5).

$$^{40}\text{Ar}^* = ^{36}\text{Ar}_{\text{analís}} [(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{analís}} - (^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar})_{\text{atm}}] \quad \text{Eq. 7.5}$$

O sistema He-Ar constitui uma excelente ferramenta no escrutínio da desgaseificação dos magmas devido não só a acentuada diferença que existe entre os coeficientes de solubilidade do He e Ar, mas também por o ^4He e o ^{40}Ar serem exclusivamente produzidos pelo decaimento radioactivo do (Th+U) e K, respectivamente, o que torna possível a quantificação da sua taxa de produção relativa num qualquer reservatório. Para escalas de tempo da ordem dos 10^8 anos ou menos, a produção instantânea de $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ no manto é aproximadamente constante, oscilando entre 4 e 5 consoante a razão K/U considerada ($\approx 12\,700$; Jochum et al., 1983). Porém, considerando uma produção de He e Ar integrada no tempo (vários Ga), aqueles valores andam em torno de 1 e 2 (Yamamoto et al., 2009).

A razão $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ tende a ser mais elevada no magma do que na fonte e isso deve-se ao facto do hélio difundir mais rapidamente que o árgon do interior das fases cristalinas que constituem a fonte mantélica para o líquido magmático no decurso da fusão parcial. Por outro lado, o hélio é consideravelmente mais solúvel nos *melts* silicatados (e.g., Jambon et al., 1986; Shibata et al., 1998; Nuccio & Paonita, 2000; Guillot & Sarda, 2006), levando a que a desgaseificação de um magma leve ao incremento da razão $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ no magma residual (e.g., Sarda & Graham, 1990; Moreira & Sarda, 2000; Sarda & Moreira, 2002; Burnard, 2004).

As inclusões fluidas presentes nas calcites das rochas carbonatíticas da Brava apresentam valores de $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ bastante mais baixos (inferiores a 1, com excepção de duas amostras; ver Tabela 7.3) do que as taxas de produção mantélica instantânea e integrada (4-5 e 1-2, respectivamente; Yamamoto et al., 2009), o que pode ser interpretado como o resultado da difusão¹²⁷ preferencial de hélio contido em inclusões nos fenocristais para o magma em ascensão (e.g., Nuccio et al., 2008). Admitindo que o fluxo de gases nobres nos materiais é regido pelo mecanismo de difusão por lacunas¹²⁸, a fraccionação f entre dois isótopos distintos

¹²⁷ Migração de átomos resultante da tentativa de anular gradientes químicos. A difusão dos gases nobres de e para os magmas, minerais e rochas consiste num processo capaz de alterar não só a concentração desses gases como também as suas razões elementares e, em menor grau, a composição isotópica de um dado elemento (Ozima & Podosek, 2002).

¹²⁸ Um dos mecanismos de difusão no estado sólido dá-se com a transferência de um átomo para um vazio intersticial e denomina-se “difusão por lacunas” (em inglês, *vacancy diffusion*).

(por exemplo, a e b) pode ser expressa de acordo com a Eq. 7.6 (Trull & Kurz, 1999):

$$f \approx \frac{D_a}{D_b} \approx \sqrt{\frac{M_b}{M_a}} \quad \text{Eq. 7.6}$$

onde D representa os coeficientes de difusão e M a massa atómica de cada isótopo (Harrison et al., 2004).

Portanto, ^4He difunde cerca de 200% mais rápido do que o ^{40}Ar ($D^4\text{He} = 3.16 D^{40}\text{Ar}$) e o ^3He 15% mais rápido do que o ^4He ($D^3\text{He} = 1.15 D^4\text{He}$; ver também Burnard, 2004). Nesse sentido, durante um processo de difusão o ^3He e o ^4He escapam-se mais rapidamente de dentro das inclusões fluidas que os albergam do que o ^4He e ^{40}Ar , respectivamente. Ou seja, o decréscimo da razão $^3\text{He}/^4\text{He}$ nas inclusões será acompanhado de um simultâneo e mais significativo decréscimo na razão $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$. Logo, a ausência de correlação entre as razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ e $^3\text{He}/^4\text{He}$ obtidas para as calcites dos carbonatitos da Brava (Fig. 7.5) exclui a difusão como o processo responsável pelas baixas razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ nas amostras em questão.

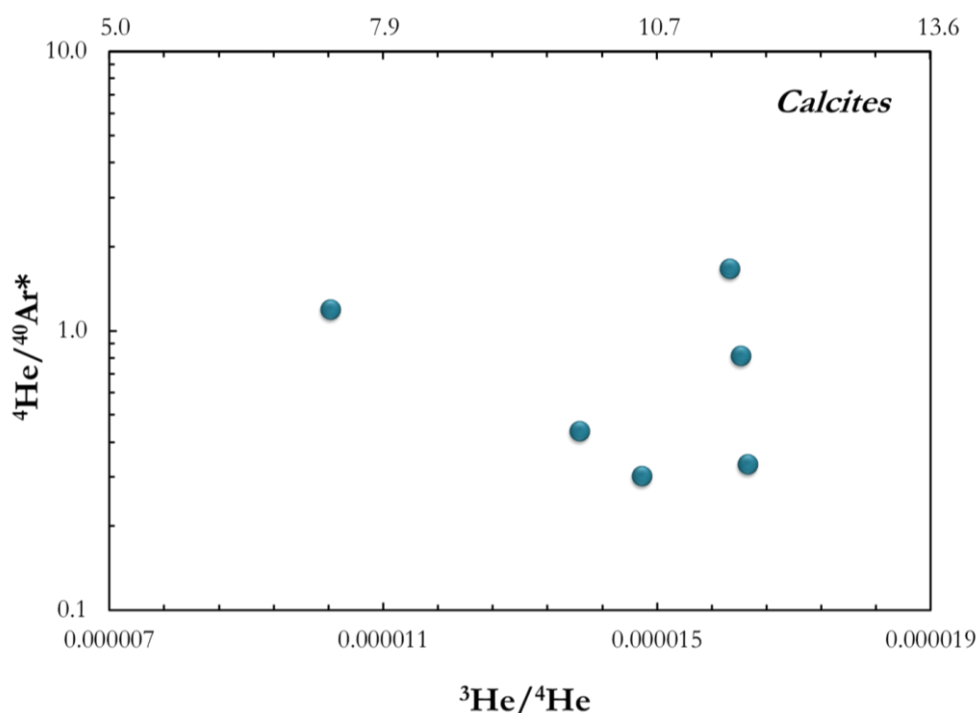


Fig. 7.5 - $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ vs. R/R_a ($^3\text{He}/^4\text{He}$) para as calcites das rochas carbonatíticas da Ilha Brava. As apatites não foram aqui incluídas uma vez que os seus teores em ^4He derivam consideravelmente da produção radioactiva a partir do Th e U não representando, assim, a assinatura da fonte mantélica. *corrigida a contribuição atmosférica (ver texto).

Outro processo físico capaz de levar à fraccionação dos gases nobres é a desgaseificação que ocorre no decurso da ascensão do magma em direcção à superfície, a qual pode acontecer numa situação de equilíbrio ou não-equilíbrio. O efeito desse processo nas razões elementares dos gases nobres depende ainda do modo como as vesículas são criadas e libertadas do magma (Moreira & Sarda, 2000; Gonnermann & Mukhopadhyay, 2007).

Recentemente, Gonnermann & Mukhopadhyay (2007) demonstraram que razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ mais baixas do que aquelas expectáveis da produção por decaimento radioactivo de Th, U e K podem ser atingidas em condições de não-equilíbrio, derivado das diferenças significativas que existem entre os coeficientes de difusão dos vários elementos (como se viu anteriormente, $D^4\text{He} \gg D^{40}\text{Ar}$). De facto, o processo de desgaseificação de um magma implica o prévio desenvolvimento de vesículas através da difusão das moléculas de gás aleatoriamente dispersas no magma. Se o processo de desgaseificação é rápido, não se atinge o equilíbrio uma vez que a concentração relativa dos diferentes gases não reflecte a diferença de solubilidades mas antes a diferença nos coeficientes de difusão, podendo produzir-se fraccionação elementar e isotópica dos gases nobres (Proussevitch & Sahagian, 2005; Ruzié & Moreira, 2010).

Na verdade, um dos factores cruciais que determina a magnitude da fraccionação entre dois elementos é a duração do processo de desgaseificação do magma (τ_{desgas}). Ora, se este processo for repentino, ou seja, tiver uma duração (τ_{desgas}) muito inferior ao tempo característico¹²⁹ de difusão do Ar (τ_{Ar}), dar-se-á a extracção preferencial do hélio com a consequente fraccionação He-Ar, originando um resíduo magmático com razão He/Ar baixa relativamente ao inicial (Gonnermann & Mukhopadhyay, 2007; Füri et al., 2010). Como $\tau_{^4\text{He}}$ é cerca de três vezes menor que $\tau_{^{40}\text{Ar}}$, é teoricamente expectável que a razão $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ diminua concomitantemente com o decréscimo dos teores de $^{40}\text{Ar}^*$ no magma residual. No entanto, o que se observa para as calcites analisadas é um comportamento inverso (compare-se as Figs. 7.6A e B).

Em situações em que há tempo suficiente para que a componente gasosa dissolvida no magma se acumule e forme vesículas, estabelece-se um equilíbrio entre a concentração dos voláteis dissolvidos no líquido magmático e a concentração dos mesmos dentro das vesículas coexistentes, i.e., a concentração relativa nos dois meios é controlada pela solubilidade dos voláteis no magma (Gonnermann & Mukhopadhyay, 2007; Ruzié & Moreira, 2010).

¹²⁹ $\tau_{\text{Ar}} = a^2/D_{\text{Ar}}$, onde $D_{\text{Ar}} = 10^{-11.5} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ é a difusividade do árgon e $a = R(\Phi^{-1/3} - 1)$ é a espessura característica de magma que envolve as vesículas de raio R numa fracção de volume Φ (Gonnermann & Mukhopadhyay, 2007; Watson & Baxter, 2007).

No decurso do processo de desgaseificação em equilíbrio, a fraccionação elementar é, pois, controlada somente pelas solubilidades relativas das espécies voláteis. Uma vez que a solubilidade dos gases nobres num magma silicatado diminui com o aumento da massa atómica ($S_{\text{He}} > S_{\text{Ne}} > S_{\text{Ar}} > S_{\text{Kr}} > S_{\text{Xe}}$; Jambon et al., 1986; Lux, 1987; Carroll & Stolper, 1993), a razão He/Ar no líquido residual obrigatoriamente aumenta. No que concerne aos magmas carbonatíticos, só muito recentemente foram publicados resultados acerca da solubilidade dos gases nobres (Burnard et al., 2010). Com esse estudo demonstrou-se, ainda que com uma margem de incerteza relativamente elevada, que também neste caso o He é mais solúvel que o Ar, numa proporção aproximada de $S_{\text{Ar}}/S_{\text{He}} \approx 0.2$.

As calcites consideradas no presente trabalho evidenciam uma correlação negativa entre $^{40}\text{Ar}^*$ e $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ (Fig. 7.6A), compatível com um processo de desgaseificação em equilíbrio controlado pela solubilidade (compare-se as Figs. 7.6A e C), o qual foi responsável pela indução da fraccionação elementar observada, incrementando a razão $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ desde valores próximos de 0.25 ($\log ^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^* \approx -0.6 \rightarrow ^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^* \approx 0.25$)¹³⁰ a valores próximos de 1.58.

A formação de vesículas pode dar-se em sistema aberto ou fechado, consoante as bolhas exsolvidas são ou não separadas do magma durante o seu percurso ascensional e/ou tempo de residência numa câmara magmática (Moreira & Sarda, 2000). Quando a formação das vesículas acontece em sistema aberto, a variação das razões elementares de gases nobres nesse líquido pode ser descrita pela Lei de Destilação de Rayleigh (Eq. 7.7):

$$(\text{He}/\text{Ar})_{\text{magma}} = (\text{He}/\text{Ar})_0 g^{(1-\alpha)} \quad \text{Eq. 7.7}$$

onde $\alpha = S_{\text{He}}/S_{\text{Ar}}$, $(\text{He}/\text{Ar})_0$ corresponde à razão elementar inicial e $g = \text{He}/\text{He}_0$, i.e., corresponde a fracção de hélio remanescente no magma.

No diagrama representado na Fig. 7.6A, o processo de destilação é materializado pela correlação linear entre $^{40}\text{Ar}^*$ e $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$, cujo declive traduz $(S_{\text{Ar}}/S_{\text{He}})-1$. De facto, a expressão matemática que traduz o processo de destilação segundo a lei de Rayleigh pode ser expressa de forma a representar a equação de uma recta cujo declive é definido por $(S_{\text{Ar}}/S_{\text{He}})-1$ (Eq. 7.8).

$$\log (^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*) = -(1 - \alpha) \cdot \log g + \log (^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*)_0 \quad \text{Eq. 7.8}$$

onde $\alpha = S_{\text{Ar}}/S_{\text{He}}$ e $g = \text{Ar}/\text{Ar}_0$.

¹³⁰ O valor inicial de $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ é considerado como representado pelo extremo inferior da recta de correlação definida pelas calcites da Brava (materializado pela estrela na Fig. 7.6).

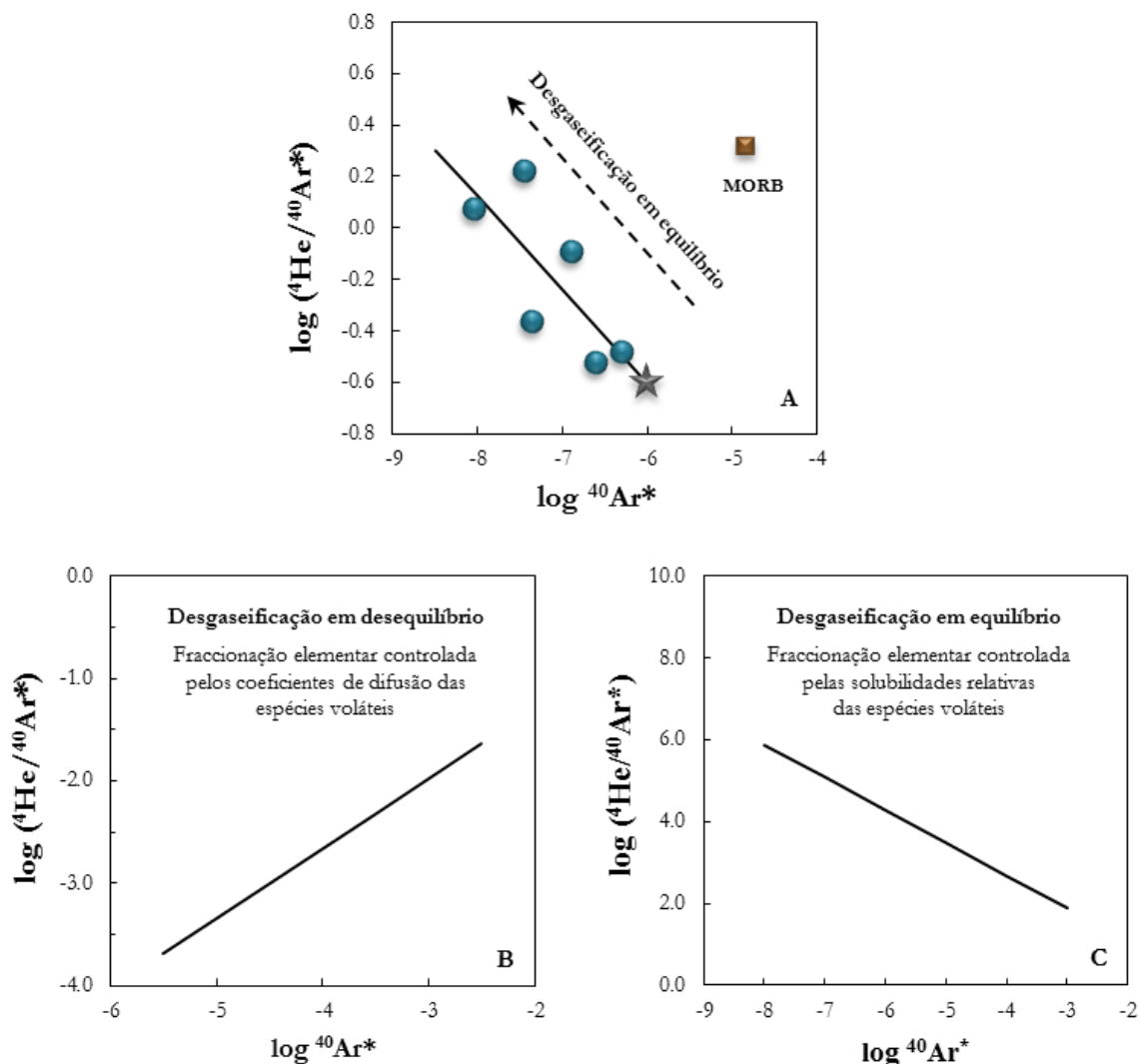


Fig. 7.6 - (A) Diagrama bi-logarítmico da razão $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ vs. $^{40}\text{Ar}^*$ para as calcites das rochas carbonatíticas da Ilha Brava. Por comparação com o diagrama da figura C constata-se que a assinatura isotópica destes materiais (materializada pela recta de correlação representada a negro na figura A) exhibe um comportamento compatível com a de um magma que desgaseifica numa situação de equilíbrio e cuja razão $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ inicial é 0.25 (estrela cinzenta). O declive da trajectória de desgaseificação destes materiais indica que $S_{\text{Ar}}/S_{\text{He}} \approx 0.2$. (B) Comportamento típico de um material que sofre desgaseificação em condições de não equilíbrio, descrito grosso modo pela equação do tipo Rayleigh (e.g., Nuccio et al., 2008). (C) Correlação teórica entre a razão $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ e $^{40}\text{Ar}^*$ dos materiais que desgaseificam em condições de equilíbrio modelada segundo a equação $\log(^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*) = (\alpha - 1) \log ^{40}\text{Ar}^* + \log(^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*)_0$ (Burnard, 2001) e $\alpha = S_{\text{Ar}}/S_{\text{He}}$ (os valores de solubilidade utilizados são os de Burnard et al., 2010). A composição dos MORB (Allègre et al., 1986) é apresentada para comparação.

A tendência definida pelas calcites aí projectadas apresenta um declive aproximadamente igual a -0.4, o que é de certa forma compatível com os resultados obtidos experimentalmente por Burnard et al. (2010) apesar da incerteza que lhes está associada, ainda que deixando a sugestão de que as solubilidades relativas do He e do Ar em magmas carbonatíticos seja variável. Efectivamente, estes autores obtiveram valores de solubilidades para o He e o Ar

num magma carbonatítico de 1×10^{-8} e $2 \times 10^{-9} \text{ mol g}^{-1}$ a 1 bar, respectivamente, o que se traduz em $(S_{\text{Ar}}/S_{\text{He}})-1 \approx -0.8$.

Dos dados obtidos para as calcites da Brava, conclui-se que a razão $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ que caracterizava o magma antes da sua desgaseificação seria aproximadamente 0.25.

7.3.5. Causa das baixas razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$

Como demonstrado no subcapítulo anterior, previamente aos processos de desgaseificação a que foram sujeitos os magmas carbonatíticos da Ilha Brava, estes caracterizavam-se por razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ (≈ 0.25) mais baixas que as tipicamente estimadas para o manto superior (1.5; Moreira et al., 1998) e manto inferior (1.8; Allègre et al., 1986), considerando a produção radiogénica de ^4He e ^{40}Ar ao longo da história do nosso planeta (4.55 Ga). Tal valor (≈ 0.25) é ainda significativamente menor que a produção instantânea na Terra (4 a 5; Jochum et al., 1983; Yamamoto et al., 2009). Nas linhas que se seguem serão discutidas as possíveis causas de uma assinatura magmática tão peculiar quanto rara.

Como anteriormente discutido (Capítulo 6), considera-se actualmente que a génese dos carbonatitos pode resultar de dois processos principais: imiscibilidade líquida a partir de magmas nefeliníticos ou fonolíticos carbonatados e fusão parcial de uma litologia carbonatada (e.g., Kjarsgaard & Hamilton, 1988; Dalton & Wood, 1993; Bell & Simonetti, 2009). No caso da Brava, o estudo desenvolvido no âmbito desta tese permitiu concluir que os carbonatitos cálcicos, quer intrusivos quer extrusivos, são o resultado da cristalização de um magma carbonatado originado pela separação por imiscibilidade a partir de um líquido de composição nefelinítica carbonatada. Já os magnesiocarbonatitos representam líquidos residuais resultantes da fraccionação de calcite a partir de um magma carbonatado (Mourão et al. 2010a; 2012b; ver também Capítulo 6).

7.3.5.1. Fraccionação Ar-Ar durante a imiscibilidade

Muito embora o processo de imiscibilidade líquida seja capaz de dissociar os HFSE (e.g., U, Th e K) dos gases nobres, não constitui um processo eficaz na fraccionação entre o He e o Ar pela razão de que estes elementos apresentam solubilidades semelhantes nos magmas carbonatíticos e silicatados (Burnard et al., 2010). Além disso, não se conhecem até à data dados experimentais que comprovem uma possível fraccionação entre K e U durante este processo de evolução magmática. De qualquer forma, tendo em conta o carácter muito jovem

das amostras estudadas ($\approx 1.55 \pm 0.01$ Ma; Madeira et al., 2010) e os baixos valores das constantes de decaimento referentes aos sistemas isotópicos considerados (ver Tabela III.7 do Anexo III), dificilmente tal hipotética fraccionação entre (U+Th) e K decorrente dos processos de imiscibilidade líquida teria reflexo nas razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ das rochas carbonatíticas em questão. Por conseguinte, a separação por imiscibilidade destes dois tipos de magmas não pode explicar as razões anormalmente baixas de $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ preservadas nas inclusões fluidas aprisionadas nas calcites dos carbonatitos da Brava.

7.3.5.2. Fraccionação He-Ar durante a fusão parcial

Os carbonatitos podem ser igualmente encarados como o produto de muito baixo grau de fusão parcial quer de peridotitos (Wyllie & Lee, 1998; Foley et al., 2009), quer de eclogitos (Hammouda, 2003; Dasgupta et al., 2005) carbonatados. Admitindo que durante a fusão se estabelece um equilíbrio na distribuição do He e do Ar entre a fonte mantélica e o *melt* carbonatítico, o grau de fraccionação entre estes dois elementos passa a ser governada pela percentagem de fusão parcial e pelas diferenças nos seus coeficientes de distribuição. Dada a sua elevada capacidade percolante (Hunter & McKenzie, 1989), os magmas carbonatíticos podem ser extraídos da fonte mesmo quando a fracção de fusão parcial é muito baixa, inferior a 0.1% (Dasgupta et al., 2007). Nestas condições espera-se que a fraccionação entre o He e Ar seja bastante significativa. Todavia, trabalhos experimentais em magmas silicatados têm demonstrado que os coeficientes de distribuição para o par mineral/líquido aumentam com o aumento da massa atómica dos gases nobres (Broadhurst et al., 1992; Brooker et al., 2003; Heber et al., 2007), o que dá origem a magmas com razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ mais elevadas que a fonte. Considerando os valores típicos desta razão no manto superior (1.5) e inferior (1.8), conclui-se que, a menos que os coeficientes de distribuição para os magmas carbonatíticos sejam drasticamente diferentes daqueles determinados para as composições silicatadas - e por drasticamente diferentes entenda-se com grau de incompatibilidade inversa (i.e., $D_{\text{He}} > D_{\text{Ar}}$), a fusão parcial de uma fonte mantélica com composição “normal” não pode explicar as muito baixas razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ (≈ 0.25) que caracterizavam as amostras estudadas antes de terem sido desgaseificadas.

Se, como acima exposto, a fusão parcial em equilíbrio não pode ser considerada causa das baixas razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$, trabalhos recentes têm demonstrado a possibilidade de ocorrer, por difusão, fraccionação entre o He e o Ar durante os eventos de fusão/extracção magmática (e.g., Burnard, 2004; Burnard et al., 2004). Contudo, considerando as diferenças de massa

entre aqueles dois gases, seria espectável que tais processos gerassem magmas com razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ mais elevadas do que aquelas que caracterizam a região-fonte a partir do qual os mesmos tiveram origem. Assim sendo, e considerando um manto com composição “típica”, este modelo não permite justificar as assinaturas observadas das amostras em estudo. Em alternativa, poder-se-ia admitir que no decorrer da fusão parcial do manto os processos de fraccionação por difusão dariam origem a um resíduo mantélico caracterizado por baixas razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ (e.g., Burnard, 2004; Yamamoto et al., 2009), os quais, ao serem novamente fundidos, poderiam gerar os magmas carbonatíticos. Ainda que este modelo possa explicar as baixas razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ descritas para alguns xenólitos peridotíticos interpretados como resíduos refractários de fusão (e.g., Yamamoto et al., 2009), a sua aplicabilidade no caso presente é inviável uma vez que é imperativo considerar uma fonte altamente fértil para a produção de carbonatitos. Mais, acredita-se que os magmas carbonatíticos são os primeiros produtos gerados pela fusão de litologias mantélicas carbonatadas, logo requerendo muitos baixos graus de fusão parcial (e.g., Gudfinnsson & Presnall, 2005).

7.3.5.3. Composição da fonte mantélica: o possível envolvimento do “*missing Ar reservoir*”

Excluídos os processos inerentes à génese e evolução dos magmas como a causa das baixas razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ encontradas nos separados de calcite, resta analisar se essas assinaturas poderão ter resultado da fusão de um domínio mantélico que tenha evoluído com razões $(\text{U}+\text{Th})/\text{K}$ significativamente mais baixas que aquelas geralmente consideradas para o manto superior e inferior.

De uma forma geral, os carbonatitos de Cabo Verde são isotopicamente distintos das rochas silicatadas que lhes estão associadas (ver Capítulo 6). Vejam-se, por exemplo, as suas assinaturas nos sistemas isotópicos U-Th-Pb e Re-Os. De facto, em ambos os casos estas rochas tendem a ser mais radiogénicas (i.e., elevadas razões $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$) do que as composições silicatadas (Hoernle et al., 2002; Jørgensen & Holm, 2002; Escrig et al., 2005), o que, se as considerarmos como um produto directo de fusão parcial, pode ser indicativo do carácter heterogéneo da pluma mantélica de Cabo Verde.

Pelas assinaturas isotópicas de Sr, Nd e Pb apresentadas e discutidas no capítulo anterior, concluiu-se que os calciocarbonatitos intrusivos da Brava derivam, em última instância, de magmas resultantes da fusão parcial de uma pluma ascendente cuja composição é dominada por crosta oceânica reciclada com 1.3 Ga e material do manto inferior. Considerando esta

idade e assumindo que a razão Th/U da litosfera subductante é 2.16 (Porter & White, 2009), seria necessário uma razão K/U aproximada de 141 000 (calculada a partir das Eqs. 7.9 e 7.10) para se atingir um valor de $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ tão baixo como 0.25. Ora, este valor é cerca de 11 vezes superior a razão mantélica (K/U \approx 12 700; Jochum et al., 1983) e 18 vezes mais elevado que a razão do *Bulk Silicate Earth (BSE)* (7 000 a 9 000; Lassiter, 2004). Assumindo uma idade mais recente para o evento de reciclagem (e.g., Doucelance et al., 2010) requer uma razão K/U ainda mais elevada, o que torna tal modelo não apropriado para explicar a génese dos carbonatitos estudados.

$$^4\text{He} = 8 [^{238}\text{U}] (e^{\lambda_{238}t} - 1) + 7 [^{235}\text{U}] (e^{\lambda_{235}t} - 1) + 6 [^{232}\text{Th}] (e^{\lambda_{232}t} - 1) \quad \text{Eq. 7.9}$$

$$^{40}\text{Ar}^* = \lambda_{\text{CE}}/(\lambda_{\text{CE}} + \lambda_{\beta}) [^{40}\text{K}] (e^{(\lambda_{\text{CE}} + \lambda_{\beta})t} - 1) \quad \text{Eq. 7.10}$$

onde $[^{238}\text{U}]$, $[^{235}\text{U}]$ e $[^{232}\text{Th}]$ são as concentrações dos respectivos isótopos de U e Th, λ_{238} , λ_{235} , λ_{232} as constantes de decaimento dos mesmos, λ_{CE} é a constante de decaimento do ^{40}K para o ^{40}Ar e λ_{β} a constante de decaimento do ^{40}K para o ^{40}Ca , e t o tempo (ver Tabela III.7 do Anexo III).

Sabe-se que a crosta oceânica se torna significativamente enriquecida em K e U com a alteração hidrotermal (e.g., Staudigel et al., 1995; Alt & Teagle, 2003; Kelley et al., 2003). Ainda que de forma variável, durante este processo assiste-se a um decréscimo da razão K/U nos basaltos oceânicos, como também certamente nos carbonatos que os acompanham, uma vez que estes são os principais portadores de U na crosta oceânica alterada (Kelley et al., 2005). A sua desidratação nas zonas de subducção, por seu lado, provoca igualmente a fraccionação daqueles dois elementos. Como o potássio é mais solúvel do que o urânio nos fluidos aquosos libertados da placa subductante, esta, com o evoluir do processo de subducção e consequente desidratação, vê a sua razão K/U diminuir consideravelmente (< 1000 ; Becker et al., 2000; Lassiter, 2004). A sua assinatura tende, assim, a evoluir para valores de $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ mais elevados, tal como vem sendo referido para fontes mantélicas do tipo HIMU ($^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^* > 7$; Hanyu et al., 2011). Por conseguinte, também não será este o mecanismo que justifica as baixas razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ na fonte dos magmas carbonatíticos, reforçando uma vez mais a inaplicabilidade da reciclagem de carbono crustal como modelo para a génese dos carbonatitos da Brava. Também Mata et al. (2010b) refutou esta hipótese com base nas assinaturas de $\delta^{13}\text{C}$ (-8.0 a -4.2‰) e nas anomalias de ^{129}Xe ($^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ até 6.84) dos carbonatitos de Cabo Verde. Na verdade, as assinaturas de carbono determinadas naquelas rochas são tipicamente

mantélicas (-5‰; Deines, 2002; Cartigny, 2005), enquanto que os carbonatitos com uma componente crostal apresentam normalmente valores mais elevados (-8.0 to -4.2‰; Ray et al., 1999; van Achterbergh et al., 2002). Por outro lado, as anomalias de ^{129}Xe não podem ser explicadas pela reciclagem de carbonatos ricos em Te e Ba, uma vez que o progressivo decaimento de ^{128}Te para ^{129}Te , ^{129}I e ^{129}Xe seria acompanhado também pelo decaimento de ^{130}Te para ^{130}Xe , o que resultaria num decréscimo da razão $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ e não no seu aumento, como se verifica. Assim, aqueles autores concluem que as anomalias de ^{129}Xe observadas apenas podem ser interpretadas como resultantes do decaimento do actualmente extinto ^{129}I , sendo, para isso, imperativo invocar uma origem a partir de um reservatório mantélico antigo. Em conclusão, um modelo alternativo é requerido para explicar as baixas razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ observadas nos carbonatitos da Ilha Brava.

Uma das questões desde sempre debatidas no contexto da estrutura e evolução do manto centra-se na existência, por períodos de tempo muito longos (> 2 Ga), de heterogeneidades geoquímicas, o que, no seu cerne, tem implicações nos modelos de convecção mantélica¹³¹. Entre os argumentos apresentados em defesa do modelo do manto estratificado, o paradoxo do “*missing Ar*” é visto pelos geoquímicos como um dos mais importantes, uma vez que requer o isolamento de uma vasta porção de massa mantélica dos movimentos convectivos (e.g., Allègre et al., 1996; Lassiter, 2004; Lyubetskaya & Korenaga, 2007). Este paradoxo baseia-se na discrepância que é observada entre a quantidade de ^{40}Ar avaliada para os principais reservatórios terrestres (i.e., atmosfera, crosta continental e manto superior) e a quantidade que se estima ter sido produzida pelo decaimento radioactivo do ^{40}K contido na BSE ao longo dos 4.55 Ga de história da Terra.

Estima-se que no BSE o teor de K ronde os 250-285 ppm. Com base nestes valores, calcula-se que a quantidade de ^{40}Ar produzida pelo decaimento do ^{40}K nos últimos 4.5 Ga perfaça $1.40 - 1.59 \times 10^{17} \text{ kg}^{132}$ (e.g., Lyubetskaya & Korenaga, 2007). Como no início da sua história, a Terra era desprovida de ^{40}Ar (Ozima & Kudo, 1972), toda a quantidade deste

¹³¹ É actualmente aceite que a convecção de material mantélico no estado sub-*solidus* consiste numa das forças motrizes da tectónica de placas e consequente actividade geológica que daí advém. Porém, como as diferentes composições químicas dos magmas extruídos à superfície, que obviamente requerem múltiplos reservatórios mantélicos quimicamente distintos (Hofmann, 1997), podem ser reconciliadas com os actuais modelos de circulação convectiva no manto ainda não é totalmente compreendido. De entre os vários modelos propostos, o *whole mantle convection model* (circulação convectiva a um nível) e o *standard geochemical model* (circulação convectiva a dois ou mais níveis ou modelo de manto estratificado) são os mais discutidos na comunidade científica (ver um trabalho de revisão desenvolvido por Tackley, 2000).

¹³² A quantidade total de ^{40}Ar produzida a partir do decaimento radioactivo de um dos seus isótopos-filho (^{40}K) ao longo da história da Terra foi determinada sabendo que 0.0117% de todo o K existente no BSE ocorre sob a forma de ^{40}K (Faure & Mensing, 2005). Para os cálculos foi considerado um valor de $4.10 \times 10^{24} \text{ kg}$ para a massa deste reservatório (Zhang, 2002). A equação de produção radiogénica de ^{40}Ar encontra-se descrita na Eq. 7.10.

isótopo existente actualmente na atmosfera resulta do decaimento do ^{40}K que acontece na porção sólida do planeta e é libertada pela actividade vulcânica. Sendo um gás pesado, não tende a escapar para o espaço, ficando totalmente retido na nossa atmosfera onde se estima que a sua abundância seja cerca de 0.66×10^{17} kg, ou seja, aproximadamente 47% de todo o ^{40}Ar produzido ao longo da história da Terra. Por conseguinte, o restante árgon que não reside na atmosfera continuará ainda retido no BSE. No entanto, dos reservatórios nos quais se subdivide a porção silicatada da Terra, a crosta continental contém somente uma pequena fracção de todo o ^{40}Ar (7 a 12%) aí existente e o manto superior apresenta-se bastante desgaseificado para conter quantidades significativas de árgon. Dessa forma, em nenhum destes dois reservatórios parece existir a quantidade de ^{40}Ar necessária para balancear o que foi produzido pelo decaimento do ^{40}K ao longo do tempo (Allègre et al., 1996).

Como é extremamente improvável que o núcleo da Terra contenha árgon (Chabot & Drake, 1999), pelos cálculos de balanço de massa global¹³³ é necessário invocar a existência de um amplo reservatório mantélico relativamente não desgaseificado (onde parte do ^{40}Ar teria ficado armazenada) (ver também Xie & Tackley, 2004). Todavia, devido ao comportamento volátil de alguns elementos durante a fase de acreção do planeta, entre os quais o potássio, torna-se difícil constranger a sua abundância no BSE e, como tal, este assunto tem sido desde sempre alvo de intensa discussão. Lassiter (2004) apresentou para este reservatório teores de K entre 150 - 195 ppm, estimando-se, assim, que cerca de 60 a 90% do total de ^{40}Ar produzido nos últimos 4.5 Ga resida na atmosfera e crosta continental. Ora, estes resultados limitam, senão mesmo invalidam, a necessidade de se invocar um tal reservatório enriquecido em Ar (ver também Davies, 1999). Contudo, mais recentemente, Arevalo et al. (2009) voltaram a levantar a questão da problemática das abundâncias de K no BSE, apresentando para tal valores mais elevados desse elemento (280 ± 120 ppm), o que veio reabrir o já antigo debate acerca da existência de um reservatório rico em ^{40}Ar escondido algures no manto, i.e., o “*missing Ar reservoir*” primeiramente sugerido por Allègre et al. (1996).

Segundo Allègre et al. (1996), aquele reservatório estaria localizado no manto inferior. A existência de um tal domínio profundo capaz de reter uma quantidade significativa de ^{40}Ar parece plausível uma vez que o árgon não só se comporta como um elemento compatível com as principais fases minerais mantélicas estáveis a altas pressões (Chamorro-Perez et al., 1998; Watson et al., 2007; Bouhifd et al., 2008), como também apresenta muito baixas taxas de

¹³³ $M(^{40}\text{Ar})_{\text{BSE}} = M(^{40}\text{Ar})_{\text{ATM}} + M(^{40}\text{Ar})_{\text{CC}} + M(^{40}\text{Ar})_{\text{MS}} + M(^{40}\text{Ar})_{\text{X}}$, onde M corresponde a massa, *ATM*, *CC* e *MS* representam os reservatórios “atmosfera”, “crosta continental” e “manto superior”, respectivamente, e X o presumível reservatório que alberga o restante ^{40}Ar produzido pelo decaimento do ^{40}K no BSE ao longo do tempo geológico (Lyubetskaya & Korenaga, 2007).

difusão nos sólidos nestas condições (Watson et al., 2007). Inclusive, tem até sido referida a possível existência no manto inferior de sólidos de alta densidade constituídos essencialmente por árgon (Jephcoat, 1998). Por outro lado, os extremamente baixos valores de $^4\text{He}/^3\text{He}$ encontrados nas Ilhas Baffin e na Gronelândia, associados às assinaturas isotópicas primitivas de Pb aí determinadas (Stuart et al., 2003), são consistentes com a possível preservação, no manto profundo, de domínios não afectados significativamente pelos processos de mistura inerentes aos movimentos convectivos (Jackson et al., 2010).

Há já algumas décadas que se tem vindo a discutir os processos conducentes à diferenciação do nosso planeta, dos quais resultaram o manto silicatado e o núcleo metálico (e.g., Stevenson, 1990; Tonks & Melosh, 1993; Karato & Rama Murthy, 1997; Rubie et al., 2003). O conhecimento que actualmente se tem das últimas fases de acreção planetária permite sugerir que enormes volumes de massa e energia foram acumulados no planeta aquando dos mega-impactos de asteróides, nomeadamente aquele que deu origem à Lua. Uma consequência térmica desses impactos foi a fusão de uma larga fracção da proto-Terra, dando origem a um “oceano” de magma à superfície (Tonks & Melosh, 1993).

Alguns autores têm proposto a existência de um reservatório volumoso na base do manto terrestre (camada D”) que terá sido isolado do envolvente logo nos primeiros estágios da evolução da Terra (> 3.9 Ga). Tolstikhin & Hofmann (2005) e Tolstikhin et al. (2006) consideraram que este domínio poderá ser o resultado da acumulação de uma proto-crosta basáltica contendo fragmentos rochosos e sedimentos lunares (rególitos) impregnados de gases nobres com assinatura solar. Por outro lado, trabalhos recentes de Labrosse et al. (2007) e Lee et al. (2010) sugerem a formação, logo nos primórdios da história da Terra, de uma camada estável de magma muito denso na base do manto que terá passado por um processo muito lento de cristalização fraccionada, constituindo, desse modo, um candidato ideal para o repositório de uma vasta variedade de espécies incompatíveis, incluindo todos os voláteis. Como estes elementos têm maiores afinidades com a fase líquida, o transporte desse magma para o manto inferior dá origem a um reservatório profundo que preserva as abundâncias relativas primordiais de elementos incompatíveis (Lee et al., 2010). Seja qual for a sua origem, pensa-se que a camada D” seja caracterizada por quantidades significativas de gases nobres, carbono e elementos radioactivos geradores de calor, como o ^{40}K . Será também, curiosamente, possuidora de razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ bastante baixas (Tolstikhin & Hofmann, 2005). Este reservatório poderia, assim, ser o portador das quantidades de árgon necessárias para equilibrar os cálculos de balanço de massa como também explicar as assinaturas primárias de

He/Ar encontradas nos carbonatitos da Brava. No entanto, chama-se a atenção que, a julgar pelos valores de K/U que caracterizam os magmas extruídos à superfície da Terra (e.g., Arevalo et al., 2009), um tal domínio com baixas razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ não parece ser frequentemente amostrado pelas rochas estudadas em todo o globo. A razão para tal permanece por esclarecer.

7.3.6. Implicações das assinaturas elementares e isotópicas de gases nobres na fonte mantélica: origem da pluma de Cabo Verde no manto inferior

Como exposto em capítulos anteriores deste trabalho (1 e 6), são múltiplos os argumentos geofísicos e geoquímicos que apontam para a acção de uma pluma mantélica de origem profunda na edificação e contínua evolução das ilhas de Cabo Verde. Desde logo, estudos de tomografia sísmica realizados nos últimos anos mostram evidências quase irrefutáveis para a existência daquelas estruturas sob o arquipélago cabo-verdiano (e.g., Zhao, 2001; Montelli et al., 2004; Zhao, 2004; Davaille et al., 2005; Montelli et al., 2006; Zhao, 2007; Forte et al., 2010). Este modelo recebe também suporte geoquímico, através de um trabalho recentemente publicado por Putirka (2008b), quem, através do equilíbrio olivina/líquido magmático, demonstrou que associado a Cabo Verde está um excesso de temperatura de mais de uma centena de graus comparativamente à mesma estimada para os MORB (que representa a temperatura ambiente no manto superior).

Contudo, mesmo assim, alguns autores contestam aquelas evidências. Segundo Courtillot et al. (2003), Cabo Verde não encaixa no conceito de pluma “primária” por não satisfazer a totalidade dos cinco critérios que permitem atribuir ao vulcanismo associado aos *hotspots* uma origem por acção de uma pluma mantélica profunda (ver Capítulo 1). Já a estreita proximidade do *hotspot* cabo-verdiano à margem continental africana levou King & Ritsema (2000) a sugerir um modelo de “*edge-driven convection*” para a sua origem, segundo o qual a anomalia detectada sob o arquipélago cabo-verdiano seria a expressão sub-superficial dos ramos ascendentes (“*upwelling*”) de células convectivas geradas pela instabilidade que se observa na fronteira entre uma litosfera espessa e estável (e.g., um cratão arcaico) e uma litosfera delgada (normalmente oceânica). Por fim, a recente análise de ensaios sísmicos conduzidos por Helffrich et al. (2010) demonstrou que o tempo de separação da chegada das ondas sísmicas entre a descontinuidade dos 410 e 660 km não se altera sob o arquipélago, sugerindo que o papel da pluma no magmatismo cabo-verdiano permanece ainda um foco de discussão em aberto.

Sobressaindo do centro desta problemática estão os gases nobres como uma valiosa ferramenta na constatação do envolvimento de reservatórios profundos no magmatismo em ambiente oceânico. Um dos trabalhos recentemente publicados que merece referência apresenta as assinaturas isotópicas de He mais primitivas alguma vez obtidas em materiais derivados do manto, encontradas em basaltos picríticos das Ilhas Baffin (R/Ra até 49.5; Stuart et al., 2003), os quais são também caracterizados por razões isotópicas de Nd e Pb compatíveis com um reservatório primitivo (Caro & Bourdon, 2010; Jackson et al., 2010).

Outra explicação para a origem das razões não radiogénicas de He é avançada por trabalhos no domínio da petrologia experimental (e.g., Brooker et al., 2003; Parman et al., 2005), os quais demonstram que os gases nobres são provavelmente menos incompatíveis que os seus parentes radioactivos, o que leva à geração de resíduos mantélicos com baixas razões $(U+Th)/(^3He, ^{22}Ne)$ (compare-se com o trabalho de Heber et al., 2007, que apresentam coeficientes de distribuição algo distintos).

Modelações da evolução isotópica de hélio no manto ao longo da história da Terra desenvolvidas por Class & Goldstein (2005) e Porcelli & Elliot (2008) confirmam a possível existência de reservatórios caracterizados por baixas razões $^4He/^3He$ que se mantiveram isolados por períodos de tempo superiores a 1 Ga, provavelmente localizado nos níveis mais profundos do manto inferior ou mesmo no núcleo por forma a escapar aos processos de homogeneização induzidos pela convecção mantélica.

Por fim, o facto das temperaturas mantélicas inferidas para os basaltos oceânicos intraplaca se correlacionarem negativamente com as razões $^4He/^3He$ sugere que os magmas dos pontos quentes (*hotspots*) são também os que têm assinatura isotópica de He menos radiogénicas (Putirka, 2008a), corroborando, assim, as hipóteses acima referidas, todas elas apontando para reservatórios localizados próximos da fronteira manto-núcleo e que são “amostrados” pelas plumas mantélicas.

E é nesta perspectiva que os resultados obtidos para os carbonatitos e rochas silicatadas da Brava vêm trazer um forte contributo para a compreensão da origem e composição da pluma de Cabo Verde.

Por um lado, as relativamente baixas razões $^4He/^3He$ obtidas para os carbonatitos ($^4He/^3He > 61\,223$; $R/Ra < 11.80$) e rochas silicatadas ($^4He/^3He > 56\,240$; $R/Ra < 12.85$) da Ilha Brava, à semelhança dos resultados previamente obtidos para o arquipélago ($^4He/^3He > 46\,000$; $R/Ra < 15.70$; Christensen et al., 2001; Doucelance et al., 2003; Mata et al., 2010b), traduzem uma contribuição de um reservatório que evoluiu com baixos valores de

$(U+Th)/^3He$, o que pode ser considerado uma forte evidência da interveniência de uma pluma mantélica enraizada no manto inferior. Por outro, as muito baixas razões $^4He/^40Ar^*$ que caracterizam a fonte dos carbonatitos do Complexo Basal (≤ 0.3) indicam uma evolução a partir de razões K/U muito elevadas, as quais são incompatíveis com a reciclagem de componentes crustais pelas razões expostas na secção 7.3.5.3 deste capítulo. Por tudo isso se conclui ser necessário o envolvimento, na génese destas rochas, de um reservatório que tenha permanecido isolado ao longo do tempo geológico: o manto inferior.



Conclusões

Fonte da imagem:

<http://valuestream2009.wordpress.com/2011/04/>

8.1. Introdução

Ao longo deste trabalho foram apresentados e discutidos novos resultados de índole diversa - geocronologia, química mineral e química elementar e isotópica de rocha total - obtidos a partir de amostras recolhidas na Ilha Brava, tendo sido os custos das campanhas de campo e de obtenção dos dados analíticos suportados pelo projecto PLINT. Depois da análise tão exaustiva quanto possível dos mesmos resultados, enquadrados no contexto do arquipélago e das problemáticas da geoquímica das ilhas oceânicas e da composição do manto, segue-se uma síntese das principais conclusões alcançadas. A total compreensão das mesmas implica necessariamente a leitura dos respectivos capítulos onde cada tema foi abordado, uma vez que aí estão expostos, de forma detalhada, os fundamentos que suportam as ideias aqui resumidas, bem como as referências bibliográficas pertinentes. O capítulo termina com a apresentação de um modelo de génese e evolução dos magmas da Brava.

8.2. Vulcanoestratigrafia [CAPÍTULO 3]

- ❖ A Ilha Brava pertence ao grupo de ilhas do Sul (ou de Sotavento) do arquipélago de Cabo Verde, situando-se no extremo sudoeste de um alinhamento de direcção aproximada ENE-WSW que inclui também as ilhas do Fogo, Santiago e Maio. Posiciona-se a cerca de 18 km a oeste da vizinha Ilha do Fogo, da qual está separada por fundos oceânicos com mais de 1400 m de profundidade.
- ❖ Em termos de relevo, a ilha apresenta arribas bastante abruptas e uma zona central planáltica com altitudes que vão desde os 300 aos 976 m.
- ❖ A sua morfologia foi condicionada principalmente por actividade vulcânica intensa, testemunhada pelas inúmeras depressões circulares que se distribuem pela zona planáltica da ilha, correspondentes a crateras freatomagmáticas geradas durante os últimos eventos de actividade magmática na ilha, e pelas várias colinas semiesféricas correspondentes a domas vulcânicos de composição fonolítica.
- ❖ Os movimentos de massa na Brava estão associados à vertentes de três ambientes morfológicos distintos: vertentes estruturais, vertentes relacionadas com o encaixe de

vales fluviais e vertentes ligadas aos processos de abrasão marinha e formação de arribas.

- ❖ As observações de campo realizadas aquando das duas missões geológicas conduzidas na Ilha Brava revelaram a presença de um substrato antigo constituído por uma sequência vulcânica submarina (Unidade Inferior) intruída por um variado cortejo de rochas silicatadas e carbonatíticas (Unidade Intermédia), sobre o qual assentam em discordância angular depósitos vulcânicos subaéreos mais recentes (Unidade Superior).
- ❖ Unidade Inferior: na região litoral norte da ilha (entre as baías do Portete e do Sorno) e na costa oriental, junto a Vinagre, aflora uma sequência alternante de hialoclastitos, brechas de *pillows* e empilhamentos de *pillow-lavas* de composição nefelinítica/ancaramítica, que se encontra recortada por duas famílias principais de filões com direcções dominantes N-S e E-W.
- ❖ Unidade Intermédia: nos sectores sul e leste da orla costeira da Brava afloram essencialmente rochas plutónicas silicatadas e carbonatíticas formando o que se designa de complexo alcalino-carbonatítico. Entre os principais tipos litológicos silicatados contam-se clinopiroxenitos, ijolitos *s.l.* e sienitos nefelínicos. No seu conjunto, as intrusões onde estas rochas ocorrem podem ser interpretadas como representativas de uma série de câmaras magmáticas pouco profundas associadas a um episódio magmático cujo testemunho das manifestações vulcânicas já não se encontra preservado na ilha.
- ❖ Unidade Superior: o vulcanismo subaéreo é predominantemente de natureza fonolítica, mas também envolve alguns episódios extrusivos máficos e carbonatíticos de representatividade significativamente menor. A sequência fonolítica aflorante na Brava teve origem em vulcanismo explosivo freatomagmático e efusivo subaéreo. Os materiais piroclásticos decorrentes da actividade freatomagmática são abundantes e incluem depósitos de *surge* e de queda, contendo abundantes fragmentos líticos e “*lapilli* acrecionário” indicativos do papel da água nos processos eruptivos. Volumosos depósitos de queda de pedra-pomes representam um estilo de actividade vulcânica do tipo pliniano a sub-pliniano. O vulcanismo efusivo está representado por espessas *coulées* e domas lávicos. O vulcanismo máfico é escasso, estando representado apenas

por um cone estromboliano, uma cratera freatomagmática e alguns pequenos derrames lávicos.

- ❖ Dos trabalhos de campo realizados em 2006 e 2007 resultou a identificação de cerca de 20 afloramentos de carbonatitos extrusivos não anteriormente referenciados. A descoberta destas rochas posicionadas nos níveis estratigráficos superiores da mais recente das unidades descritas na Brava revestiu-se de particular importância dado que, até ao momento, se considerava que em Cabo Verde e nas Canárias os carbonatitos estavam invariavelmente associados aos complexos basais das ilhas.
- ❖ Os carbonatitos extrusivos apresentam uma cor castanho-escuro a negra-acinzentada e ocorrem em três áreas: no sector nordeste da ilha, nas proximidades de Nova Sintra, a sudoeste junto a Campo Baixo, e a sul, na área de Cachaço e Morro das Pedras. A maioria dos afloramentos corresponde a formações piroclásticas compreendendo depósitos de queda (*lapilli* e cinzas) e freatomagmáticos, muitos contendo abundantes fragmentos líticos de fonólitos e, ocasionalmente, de outras litologias. Somente se conhece um afloramento de escoada lávica provável, em Santa Bárbara.
- ❖ As formações sedimentares que se conhecem na Ilha Brava incluem sedimentos marinhos, depósitos resultantes de movimentos de massa, depósitos de vertente, depósitos de praia (areia e cascalho) e aluviões.
- ❖ As estruturas morfo-tectónicas mais proeminentes correspondem às escarpas de falha do Vigia e do Cachaço, as quais definem um *graben* de orientação NNW-SSE na parte sul da ilha.

8.3. Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ [CAPÍTULO 4]

- ❖ No âmbito do projecto que serviu de suporte a esta tese (PLINT), catorze amostras criteriosamente seleccionadas com base na sua posição estratigráfica e características litológicas e geoquímicas foram datadas através do método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, abrangendo, assim, toda a sequência estratigráfica exposta.
- ❖ Como representativas do vulcanismo submarino que define a Unidade Inferior foram seleccionadas quatro amostras, entre as quais se contam dois nefelinitos melilíticos

(CY-8 e CY-9), um basanita (CY-166) e um foidito (CY-165). As três primeiras forneceram idades-*plateau* bem definidas, correspondentes a 1.99 ± 0.09 , 2.17 ± 0.03 e 2.92 ± 0.11 Ma, já para a amostra CY-165, por apresentar um padrão de espectro de idades bastante irregular, a idade indicada pela isócrona (2.28 ± 0.13 Ma) constituiu a escolha preferível.

- ❖ Para a Unidade Intermédia foram seleccionados dois piroxenitos (CY-55 e CY-245), três sienitos nefelínicos (CY-103, CY-118 e CY-154) e um calciocarbonatito intrusivo (CY-116). No que diz respeito aos piroxenitos, a amostra CY-55 apresentou um *plateau* bem definido com idade de 1.58 ± 0.03 Ma, enquanto a amostra CY-245 apresentou um padrão em sela sintomático de rochas e minerais com excesso de árgon, tendo a idade de cristalização da amostra sido determinada através da isócrona inversa (1.95 ± 0.38 Ma). Das três amostras de sienitos nefelínicos analisadas, duas delas produziram *plateaux* bem definidos: a CY-118 (1.77 ± 0.03 Ma) e CY-154 (1.36 ± 0.02 Ma). Para a amostra CY-103 não se conseguiu determinar uma idade-*plateau* e, uma vez que o excesso de árgon é significativo, a escolha recaiu sobre a isócrona de 1.46 ± 0.05 Ma. A amostra de biotite separada de um calciocarbonatito intrusivo (CY-116) produziu um *plateau* bem definido, a partir do qual foi determinada a idade de 1.55 ± 0.01 Ma.
- ❖ Para a Unidade Superior, foram seleccionadas três amostras representativas de rochas fonolíticas (CY-27, CY-106 e CY-192) e uma amostra de carbonatito extrusivo (CY-226). As amostras CY-27 e CY-106 produziram *plateaux* muito bem definidos, com idades de 0.253 ± 0.048 e 0.240 ± 0.010 Ma, respectivamente. Já os elevados erros associados à determinação das idades das amostras CY-193 e CY-226 invalidou a utilização destes resultados.

8.4. Petrografia e Química Mineral [CAPÍTULO 5]

8.4.1. Descrição petrográfica das principais litologias amostradas

- ❖ A Ilha Brava engloba um vasto conjunto de rochas alcalinas silicatadas e carbonatíticas, vulcânicas e plutónicas, evidenciando um espectro composicional desde termos pouco diferenciados (nefelinitos e basanitos; piroxenitos e ijolitos *s.l.*) a termos

bastante evoluídos (fonólitos; sienitos nefelínicos), passando por termos de composição intermédia, como fonotefritos.

- ❖ Nas rochas máficas das unidades Inferior e Superior, com texturas inequigranulares microporfíricas, holocristalinas, a piroxena (diópsidos) é o mineral mais abundante, seguido de olivina (crisólitos) e minerais opacos (titanomagnetites e espinelas cromo-aluminosas). Minerais félsicos como feldspato alcalino e nefelina apenas foram detectados na matriz.
- ❖ Na Unidade Intermédia, os piroxenitos e ijolitos *s.l.* evidenciam texturas acumuladas, (adcumulado e ortocumulado, respectivamente), sendo essencialmente constituídos por piroxena (diópsidos e aegirina-augites), anfíbola (pargasites e caersutites), nefelina, mica (biotites e flogopites), apatite, esfena, perovskite e calcite. Os sienitos nefelínicos apresentam texturas diversas e um conteúdo mineralógico que inclui como constituintes principais clinopiroxena (diópsidos, aegirina-augites, aegirinas), nefelina, cancrinite (primária e secundária) e feldspato potássico, e como constituintes acessórios apatite, esfena, plagioclase, mica (biotites) e calcite. Foram identificados dois grupos - “Grupo I” e “Grupo II” - que diferem significativamente na quantidade de carbonato primário que apresentam, mas também nas características químicas das suas fases mineralógicas constituintes.
- ❖ As rochas félsicas da Unidade Superior - nefelinitos fonolíticos e fonólitos - englobam duas classes texturais distintas: uma (micro)porfírica inequigranular holocristalina, onde feno- e microfenocristais de natureza diversa estão embebidos por uma matriz cristalina fina, e outra microporfírica onde os cristais mais desenvolvidos encontram-se mergulhados numa matriz de material parcialmente vítreo (hemicristalina). Os fenocristais mais abundantes são de hauína, nefelina, feldspato alcalino, clinopiroxena (diópsidos, hedembergites e aegirina-augites) e esfena, estando por vezes presentes leucite, apatite e minerais opacos (titanomagnetites). De acordo com a observação petrográfica, estas rochas distinguem-se em dois grupos - “Grupo I” e “Grupo II”, grosso modo, pela maior ou menor abundância de carbonatos primários, sendo as do Grupo I mais enriquecidas naquele material.
- ❖ Quanto às rochas intrusivas, foram identificados na Unidade Intermédia carbonatitos calcícos (sovitos) e magnesianos (berfositos), com cerca de 60 a 98% de calcite ou

dolomite, respectivamente. A restante mineralogia destas rochas inclui micas (biotites), apatites, feldspato potássico, minerais opacos e muito raramente esfena.

- ❖ Todas as amostras de carbonatitos extrusivos são calcíticas (alviquitos), ocorrendo sobretudo como depósitos piroclásticos ainda que tenha sido identificada no campo um afloramento de escoada lávica. Quanto à mineralogia, estas rochas são fundamentalmente constituídas por carbonatos, ainda que se encontrem raros cristais de mica (biotite) e apatite.

8.4.2. Breve caracterização química das principais fases minerais constituintes

- ❖ Na maioria dos fenocristais de olivina analisados, é frequente a existência de zonamento químico, quase sempre normal (com os teores de Fo a diminuírem no sentido núcleo → bordo), observando-se concomitantemente um decréscimo nas concentrações de NiO e um aumento generalizado de CaO e MnO. Foram observados pontualmente alguns cristais com zonamento inverso, os quais poderão ser indicativos de processos de recarga das câmaras magmáticas por líquidos de composição mais primitiva que aqueles a partir dos quais tinham cristalizado os núcleos dos referidos cristais ou, alternativamente, poderão representar olivinas que terão cristalizado em câmaras magmáticas zonadas.
- ❖ Foram identificados alguns (poucos) pares olivina/líquido em condições de equilíbrio (com valores de $K_{D_{Fe/Mg}}^{ol/liq}$ próximos do valor médio de 0.30 ± 0.03). Para estes foi possível calcular os valores de coeficientes de partição para o Fe, Ni, Mn, Mg e Ca e compará-los com os calculados pelo método de Beattie et al. (1991). Constatou-se alguma discrepância entre os valores obtidos pelos dois métodos.
- ❖ Tendo-se determinado quais os pares olivina/líquido em equilíbrio, procedeu-se à estimativa da temperatura de cristalização da olivina recorrendo-se aos métodos de Roeder & Emslie (1970) e de Beattie (1993). Para a Unidade Inferior foram obtidos valores de temperatura entre 1176 e 1367 °C, enquanto para a Unidade Superior os valores variam entre 1116 e 1238 °C.
- ❖ Nas rochas máficas das unidades Inferior e Superior ocorrem piroxenas exclusivamente do tipo “Quadrilateral”, mais especificamente diópsidos. Foram

detectados cristais com zonamento normal e inverso. No primeiro caso, verifica-se, no sentido núcleo-bordo, um empobrecimento gradual em MgO e FeO (e em menor extensão de Na₂O) concomitante com um enriquecimento em Al₂O₃ e TiO₂. Os zonamentos inversos, por seu lado, são observados em cristais que apresentam tipicamente núcleos esverdeados, enriquecidos em Fe₂O₃ e Na₂O associado a um empobrecimento em MgO, Al₂O₃ e TiO₂. Opticamente observa-se uma transição abrupta na passagem dos núcleos esverdeados para os bordos acastanhados, sugerindo uma significativa alteração da composição do líquido magmático.

- ❖ Quanto às rochas félsicas mais recentes, com excepção da única amostra de fonólito (CY-197) do Grupo I, cujas piroxenas são exclusivamente do tipo quadrilateral, todas as restantes abrangem um contínuo composicional que vão desde termos quadrilaterais a calco-sódicos, independentemente da litologia em questão. As piroxenas do tipo quadrilateral projectam-se no campo do diópsido e da hedembergite, enquanto as calco-sódicas se classificam como aegirina-augite. Praticamente não se observaram zonamentos nestas amostras, com excepção dos fonólitos do Grupo I, cujas análises revelaram que as composições calco-sódicas estão essencialmente restritas aos bordos dos cristais.
- ❖ Relativamente aos calciocarbonatitos extrusivos, as suas piroxenas são do tipo Ca-Na (calco-sódicas), projectando-se no campo da aegirina-augite.
- ❖ As piroxenas constituintes dos piroxenitos, melteigitos, alguns ijolitos s.s. e núcleos dos cristais de urtitos e sienitos nefelínicos do Grupo I da Unidade Intermédia são do tipo "Quadrilateral" (predominantemente diópsidos). As piroxenas sódicas e calco-sódicas (aegirinas e aegirina-augites), por sua vez, são constituintes frequentes dos sienitos nefelínicos dos grupos I e II, podendo também ser encontradas nos bordos dos cristais dos urtitos.
- ❖ As piroxenas dos piroxenitos caracterizam-se por uma considerável homogeneidade composicional, ainda que muito raramente se possam encontrar cristais zonados, nos quais se observa um incremento de Al₂O₃ e TiO₂ concomitante com um decréscimo em MgO no núcleo dos mesmos. Os melteigitos e ijolitos s.s. são constituídos principalmente por piroxenas com zonamento inverso, ainda que sejam também frequentes cristais com zonamento normal. Os urtitos apresentam cristais com

zonamento tendencialmente normal. Nos dois grupos de sienitos nefelínicos as piroxenas apresentam zonamentos ópticos e composicionais, normais e inversos.

- ❖ Foram determinados os valores de K_D para a razão Fe/Mg entre a clinopiroxena e o líquido representado pela composição de rocha total das unidades Inferior e Superior, e os mesmos comparados com o valor expectável numa situação de equilíbrio (0.27 ± 0.03). Para as amostras que demonstraram ter cristalizado em equilíbrio com a rocha hospedeira foram estimadas a temperatura e pressão de cristalização. Os valores de temperatura de cristalização obtidos para as clinopiroxenas da Unidade Inferior foram 1134 a 1202 °C, e entre 1150 e 1175 °C no caso da Unidade Superior. Relativamente à pressão, os valores estimados variaram entre 5.9 e 9.1 kbar (≈ 0.6 -0.9 GPa) no caso dos litótipos mais antigos e entre 6.8 e 8.0 kbar (≈ 0.7 -0.8 GPa) no caso dos litótipos mais recentes. Considerando o carácter fenocristalino das clinopiroxenas seleccionadas, estimou-se que o desenvolvimento das câmaras magmáticas terá ocorrido por volta dos 18-27 km e 20-24 km, respectivamente, para as unidades Inferior e Superior. Esses resultados apontam para que o desenvolvimento das câmaras magmáticas se tivesse dado na base da crosta espessada durante as fases anteriores de crescimento da ilha, que corresponderá à profundidade a que ocorreu o equilíbrio gravítico entre os magmas em ascensão e as rochas que atravessam.
- ❖ A composição dos óxidos constituintes de algumas amostras máficas da Unidade Inferior revela a existência de dois grupos: o grupo A constituído por titanomagnetites, e o grupo B do qual fazem parte espinelas cromo-aluminosas *s.l.*
- ❖ A existência da descontinuidade composicional observada entre as titanomagnetites e espinelas cromo-aluminosas da Unidade Inferior pode ser explicada por cristalização sob condições mais redutoras que as constrangidas pela associação tampão QFM. De facto, sob tais condições de fO_2 a cristalização de espinelas cromíferas é interrompida pela precipitação de clinopiroxena, só tornando a haver condições para cristalizarem quando as concentrações de Fe_2O_3 e TiO_2 se tornam suficientemente altas para provocar a precipitação de membros da solução sólida magnetite-ulvospinela..
- ❖ As espinelas cromo-aluminosas constituintes das rochas máficas da Unidade Inferior caracterizam-se por valores de Cr# entre 0.30 e 0.60, sugerindo que as espinelas

estudadas terão que ter cristalizado em câmaras magmáticas pouco profundas (< 1.2 GPa), de acordo com os dados geobarométricos obtidos para as clinopiroxenas.

- ❖ Nas rochas intrusivas granulares da Unidade Intermédia da Ilha Brava, as espinelas estão restritas aos piroxenitos e ijolitos *s.l.* Nos primeiros, são maioritariamente titanomagnetites, enquanto nos ijolitos *s.l.* pode-se observar uma progressão das composições desde termos mais próximos da ulvospinela até termos quase puros de magnetite.
- ❖ Das amostras estudadas, os piroxenitos e ijolitos *s.l.* da Unidade Intermédia são os principais portadores de minerais de anfíbola. Seguem-se as lavas máficas porfíricas da Unidade Inferior, onde estes minerais são mais abundantes na matriz, sob a forma de cristais minúsculos, do que na geração fenocristalina.
- ❖ Todos os cristais analisados são relativamente homogéneos em termos composicionais e pertencem ao grupo das anfíbolas cálcicas. Nas rochas máficas da Unidade Inferior ocorrem exclusivamente caersutites. A grande maioria das anfíbolas que ocorrem nos piroxenitos classifica-se como pargasites e magnesiohastingites, tendo sido também encontradas anfíbolas do tipo caersutite exclusivamente nos núcleos dos cristais.
- ❖ As micas ocorrem com maior representatividade nas rochas granulares da Unidade Intermédia. Nos piroxenitos e melteigitos classificam-se como flogopites enquanto nos ijolitos *s.s.*, urtitos e sienitos nefelínicos destaca-se a ocorrência de biotites.
- ❖ Nas rochas carbonatíticas, as micas ocorrem exclusivamente nos sovitos e alviquitos. Do ponto de vista composicional, são sobretudo biotites, apesar dos valores de $\text{Fe}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ nos calciocarbonatitos extrusivos serem muito próximos da fronteira que separa os campos da biotite e flogopite.
- ❖ Os feldspatos estão representados em todos os tipos litológicos da Ilha Brava, com excepção dos piroxenitos e ijolitos *s.l.* da Unidade Intermédia. A ocorrência de feldspatos nas rochas máficas das unidades Inferior e Superior está restringida à matriz, contudo, a sua diminuta dimensão e baixo grau de preservação impediu a obtenção de resultados analíticos fiáveis por microsonda electrónica.

-
- ❖ Nas rochas vulcânicas da Unidade Superior, os feldspatos classificam-se como sanidina e ocorrem somente nos fonólitos e carbonatitos extrusivos.
 - ❖ Na Unidade Intermédia, os feldspatos são constituintes essenciais nos sienitos nefelínicos, ocorrendo exclusivamente nesta litologia. A esmagadora maioria dos cristais que ocorre no Grupo I pertence à classe dos feldspatos alcalinos, sendo muito poucas as análises que se projectam no campo da albite. As suas composições variam desde termos muito próximos da ortose até composições puramente albíticas, estendendo-se pelos campos da sanidina, anortoclase e albite. Por sua vez, os feldspatos dos sienitos nefelínicos do Grupo II apresentam variações composicionais bastante mais restritas e confinadas ao campo da sanidina.
 - ❖ Os feldspatóides encontram-se presentes na quase maioria das amostras estudadas, desde os termos mais máficos até aos mais evoluídos, em qualquer das três unidades estratigráficas. Foram identificados minerais do grupo da nefelina (nefelina e calsilite) e da sodalite (hauina e noseana), bem como analcites e leucites, indicando claramente o carácter altamente subsaturado em SiO_2 dos magmas que lhes deram origem. Também foram identificados zeólitos e cancrinite, os quais, na sua maioria, correspondem a produtos de alteração de outras fases minerais.
 - ❖ A apatite foi identificada em litologias das unidades Intermédia (urtitos, sienitos nefelínicos do Grupo I e carbonatitos cálcicos e magnesianos) e Superior (rochas félsicas dos Grupo I e carbonatitos). A nítida ausência de cloro na sua composição aliada a semelhante proporção de OH e F permitiu classificá-las como hidroxi-fluorapatite.
 - ❖ A esfena ocorre essencialmente nas rochas granulares silicatadas da Unidade Intermédia e nas rochas félsicas da Unidade Superior pertencentes ao Grupo I, onde aparecem quer como fase acessória, quer como uma das fases dominantes. Porém, a variabilidade composicional observada entre os cristais que constituem estas rochas é fraca. Somente nos piroxenitos este mineral se destaca pelos seus elevados teores em TiO_2 e baixos valores de Fe_2O_3^T , ZrO_2 , Nb_2O_5 e REE_2O_3 em comparação com o observado para os restantes tipos litológicos.

- ❖ À parte os carbonatitos, onde o carbonato é obviamente o constituinte principal e de origem primária, nas rochas silicatadas máficas das unidades Inferior e Superior da Ilha Brava, quando ocorre, o carbonato aparece quase exclusivamente como uma fase secundária, resultado da alteração de outros minerais (e.g., feldspatos, feldspatóides). Já nas rochas félsicas, principalmente da Unidades Intermédia, apresenta texturas compatíveis com uma origem ígnea primária, sendo bastante frequentes nos termos mais diferenciados das rochas ijolíticas (nomeadamente nos urtitos) e nos sienitos nefelínicos do Grupo I.
- ❖ Nas rochas ijolíticas mais diferenciadas e nos sienitos nefelínicos do Grupo I os carbonatos apresentam um aspecto muito semelhante ao dos carbonatitos intrusivos, i.e., quase sempre intersticiais, esporadicamente com apatites associadas. Composicionalmente são classificados como calcites, sendo caracterizados por valores de CaCO_3 acima dos 97%.
- ❖ A natureza calcítica dos carbonatos constituintes dos calciocarbonatitos, sejam eles intrusivos ou extrusivos, é evidenciada pelos seus baixos teores em MgO e FeO. Todavia, as calcites das ocorrências extrusivas da Unidade Superior são claramente mais enriquecidos em Mg e pobres em Fe que os seus equivalentes plutónicos mais antigos, o que se traduz em diferentes razões $\text{MgO}/(\text{MgO}+\text{FeO})$. Os teores em Sr das calcites são também bastante variáveis nas composições cálcicas, contrastando com a relativa constância dos valores obtidos para as composições magnesianas.

8.5. Geoquímica elementar e isotópica (Sr-Nd-Pb) [CAPÍTULO 6]

8.5.1. O impacto dos processos de alteração hidrotermal/meteórica nas assinaturas elementares e isotópicas das rochas da Ilha Brava

- ❖ Constatou-se que as amostras silicatadas do Complexo Basal definem um alinhamento sub-horizontal no espaço isotópico Sr-Nd, onde para um mesmo valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ se obtêm valores variáveis de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, o que pode ser explicado pela interacção das rochas com a água do mar. Tendo em vista testar esta hipótese, procedeu-se, para um conjunto seleccionado de amostras, à análise da sua composição original (amostra não

lixiviada), da sua composição após ter passado por um processo de lixiviação (amostra lixiviada), e ainda da composição do produto da lixiviação (lixiviado). Os dados obtidos mostram que no caso das duas amostras submarinas que apresentam os valores mais radiogénicos em Sr (CY-11 e CY-165), as razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos lixiviados são significativamente mais elevadas que as obtidas pela análise das amostras não lixiviadas e lixiviadas. Comprova-se, assim, que algumas das amostras da Unidade Inferior sofreram os efeitos de alteração pela água do mar; os mesmos explicarão também a dispersão que caracteriza alguns dos diagramas envolvendo elementos litófilos de grande raio iónico.

8.5.2. Assinaturas elementares (maiores e traço)

- ❖ Independentemente da sua posição vulcanoestratigráfica, as amostras silicatadas da Ilha Brava são todas alcalinas, altamente subsaturadas, o que se expressa pela presença normativa de leucite e larnite em algumas das amostras.
- ❖ Na Unidade Inferior foram amostradas exclusivamente rochas ultrabásicas classificáveis como nefelinitos, nefelinitos meliliticos, basanitos e foiditos.
- ❖ A Unidade Superior apresenta uma distribuição litológica bimodal, desde termos ultrabásicos e básicos (“pólo melanocrata”) a termos intermédios (“pólo leucocrata”). As rochas melanocratas foram classificadas como nefelinitos, nefelinitos meliliticos, basanitos, tefritos e fonotefritos. As rochas leucocratas classificam-se como nefelinitos fonolíticos e fonólitos.
- ❖ As rochas representativas da Unidade Intermédia correspondem a piroxenitos, melteigitos, ijolitos, urtitos, sienitos nefelínicos e carbonatitos.
- ❖ Os carbonatitos intrusivos da Unidade Intermédia projectam-se no campo das composições cálcicas (calciocarbonatitos ou sovitos) e magnesianas (magnesiocarbonatitos ou beforsitos). Já na Unidade Superior, as rochas extrusivas desta natureza são exclusivamente cálcicas (calciocarbonatitos ou alviquitos).

-
- ❖ Todas as amostras, seja qual for a unidade vulcanoestratigráfica a que pertencem, encontram-se bastante enriquecidas em elementos traço incompatíveis e apresentam padrões de terras raras caracterizados por altos valores da razão LREE/HREE.
 - ❖ As lavas e filões máficos da Unidade Inferior caracterizam-se por pronunciadas anomalias negativas de K e enriquecimentos significativos de Nb e Ta relativamente aos LREE e LILE.
 - ❖ Não obstante o seu carácter cumulado, os piroxenitos e ijolitos (*s.l.*) da Unidade Intermédica são enriquecidos em elementos incompatíveis. Apresentam enriquecimentos relativos em Rb, Nb, Ta, Nd e alguns MREE (Sm e Eu) e depleções em Sr, Zr, Hf e HREE. Os sienitos nefelínicos do Grupo I apresentam padrões de elementos incompatíveis que se sobrepõem aos definidos pelos piroxenitos e ijolitos *s.l.* (com excepção do Ti para o qual o empobrecimento é notório) e, para algumas amostras, observa-se um ligeiro enriquecimento em Rb e K. As amostras pertencentes ao Grupo II, para além das características que partilham com as do Grupo I, caracterizam-se por anomalias positivas acentuadas em LILE (Rb, K e Sr) e alguns HFSE (Nb, Zr e Hf) e forte depleção em Ta e REE. São, ainda, bastante menos enriquecidos em terras raras médias, derivado da fraccionação de esfena, o que lhes confere padrões moderadamente côncavos.
 - ❖ No seu conjunto, os padrões de elementos traço incompatíveis apresentados pelas diferentes litologias silicatadas da Unidade Intermédia são congruentes, em linhas gerais, com um processo de cristalização fraccionada.
 - ❖ Os calcio- e magnesiocarbonatitos intrusivos apresentam padrões de elementos incompatíveis bastantes semelhantes entre si, com excepção do Ba, que é mais abundante nos termos calcíticos, e do Ta, cujos teores são mais elevados nos termos magnesianos. Estas rochas caracterizam-se por fortes anomalias negativas em alguns LILE (Cs, Rb, K) e HFSE (Nb, Zr, Hf e Ti) e por enriquecimentos acentuados em REE, Y e Sr. Em termos de REE, os calciocarbonatitos são mais enriquecidos em LREE do que as rochas silicatadas alcalinas que lhes estão associadas (máficas e félsicas), havendo uma sobreposição nos conteúdos de MREE entre as litologias referidas. Já para os magnesianos, sendo globalmente mais enriquecidos, apenas se
-

observam sobreposições composicionais com as rochas silicatadas nas HREE, o que é extensível a todos os tipos litológicos máficos e félsicos amostrados.

- ❖ Comparativamente às rochas máficas da Unidade Inferior, as lavas e filões máficos da Unidade Superior são enriquecidos em Ba e apresentam fracas anomalias negativas em K. Quando comparadas com estas, as rochas félsicas do Grupo I apresentam enriquecimentos em todos os elementos com excepção do Ti, relativamente ao qual estão nitidamente mais empobrecidas, e do Ta, Nd e MREE, cujas abundâncias se sobrepõem. Quanto às amostras do Grupo II, que constituem os termos silicatados mais diferenciados desta unidade, observa-se, relativamente às rochas máficas da Unidade Inferior, uma sobreposição dos teores de Ba, Sr, LREE e HREE, anomalias positivas de Rb, Nb, Zr e Hf e anomalias negativas de Nd, Ta e Ti. Os padrões de REE apresentados pelos fonólitos do Grupo II apresentam uma morfologia ligeiramente côncava, reflectindo o seu maior empobrecimento em MREE.
- ❖ Os calciocarbonatitos extrusivos apresentam padrões relativamente semelhantes aos seus equivalentes plutónicos, distinguindo-se somente pelos seus mais altos teores em Ba, Th e REE associados a depleções menos acentuadas de Ti.

8.5.3. Assinaturas isotópicas de Sr-Nd-Pb

- ❖ As amostras da Ilha Brava subdividem-se em dois grupos com razões isotópicas nitidamente distintas, característica que a torna única no contexto geoquímico de Cabo Verde. As litologias aflorantes na Unidade Superior exibem valores isotópicos de Sr, Nd e Pb similares aos que tipicamente caracterizam as ilhas do sul, enquanto as amostras do “Complexo Basal”, sendo menos radiogénicas em Sr, mas mais radiogénicas em Nd e Pb, se projectam mais próximo do domínio composicional definido pelas ilhas do norte.
- ❖ Ao contrário do que se observa para os carbonatitos que afloram em outras ilhas de Cabo Verde, na Brava estas rochas apresentam assinaturas isotópicas muito similares às das rochas silicatadas alcalinas que lhes estão associadas, definindo também elas dois grupos composicionais distintos. Assim, os carbonatitos extrusivos da Unidade Superior são, até a data, os mais radiogénicos em Sr que se conhece em todo o arquipélago.

8.5.4. Processos de génese e evolução magmática como causa da variabilidade geoquímica dos magmas da Ilha Brava

- ❖ O conjunto das amostras silicatadas da Unidade Inferior apresenta um grau de homogeneidade isotópica que permite considerá-las como comagmáticas. No entanto, não existe um decréscimo “linear” das concentrações de Ni com o incremento do grau de evolução (materializado pelas abundâncias de Th e Ce). Tal sugere que, para além da cristalização fraccionada, também a ocorrência de variados episódios de fusão parcial (i.e., diferentes valores de F) tenha que ser invocada.
- ❖ Os resultados da modelação de fusão parcial indicam que a esmagadora maioria das rochas máficas da Unidade Inferior evoluíram a partir de magmas primários produzidos por diferentes, mas sempre baixos, graus de fusão parcial, o que está de acordo com a elevada espessura da litosfera subjacente a Cabo Verde. A fusão e a extracção dos líquidos magmáticos terão ocorrido no campo de estabilidade da granada, a uma profundidade superior a 70 - 75 km.
- ❖ A ausência de razões constantes entre elementos fortemente incompatíveis (e.g., Nb/Ta, La/Ce) e as variações isotópicas de Sr, Nd e Pb que se observam mesmo dentro do grupo das rochas máficas e do grupo das rochas félsicas da Unidade Superior, excedendo o admitido pelo erro analítico, excluem os processos de cristalização fraccionada como responsáveis únicos pela variabilidade destas rochas. Também uma origem dos fonólitos por baixos graus de fusão parcial quer de um manto enriquecido, quer de materiais máficos previamente instalados aquando de episódios vulcânicos anteriores, é invalidada, uma vez que cerca de 90% da área da Brava está coberta por materiais fonolíticos, os quais são, em termos isotópicos, composicionalmente distintos das rochas máficas contemporâneas. Tal implica que os processos envolvidos na génese e diferenciação destas rochas são bastante mais complexos do que o usualmente invocado para série magmáticas desta natureza ocorrendo em ambiente oceânico. A total compreensão da sua petrogénese deverá passar, em trabalhos futuros, por um estudo exaustivo das suas relações no campo conjuntamente com as suas características petrográficas, mineralógicas e geoquímicas.
- ❖ Embora as amostras da Unidade Inferior da Brava apresentem evidências geoquímicas para a presença do componente HIMU na sua fonte, o que permite admitir que a

mesma pode conter proporções variáveis de litologias piroxeníticas, devido *i)* ao carácter não primitivo dos seus magmas, *ii)* à enorme variabilidade dos coeficientes de distribuição, *iii)* ao fraco conhecimento que se tem da composição química e modal da fonte e *iv)* à incerteza da contribuição de cada fase no processo de fusão, é impossível traçar considerações mais concretas acerca da petrogénese destas rochas.

8.5.5. Os carbonatitos na Ilha Brava

- ❖ Os carbonatitos extrusivos são claramente mais homogéneos em termos das suas características elementares do que os intrusivos, sugerindo que os processos de evolução magmática por que passaram não foram tão intensos e/ou complexos.
- ❖ Em termos isotópicos, os carbonatitos extrusivos projectam-se no campo definido pelas ilhas cabo-verdianas do grupo sul, ao contrário dos intrusivos, e dos carbonatitos das restantes ilhas que se concentram junto à zona de intersecção dos campos definidos pelas composições silicatadas de ambos os grupos de ilhas deste arquipélago. Tal demonstra que os carbonatitos extrusivos da Brava constituem o produto final de uma fonte mantélica e/ou processos petrogenéticos que são claramente distintos daquelas que deram origem às demais ocorrências cabo-verdianas.
- ❖ A estreita relação espaço-temporal e semelhanças isotópicas que apresentam com as rochas nefeliníticas, o posicionamento das amostras no diagrama pseudo-ternário $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{CaFemics}$ e o enriquecimento em REE demonstrado pelos carbonatitos cálcicos extrusivos da Brava relativamente aos nefelinitos reflecte a ocorrência de um processo de imiscibilidade líquida a pressões iguais ou superiores a 0.6 GPa.
- ❖ Os magnesiocarbonatitos do Complexo Basal representam o líquido residual resultante da fraccionação de calcite a partir de um magma carbonatado mas cujos cumulos assim formados não fazem parte do conjunto amostrado. Não constituem, portanto, o produto de processos secundários.
- ❖ A génese dos calciocarbonatitos intrusivos do Complexo Basal é melhor explicada por um modelo de imiscibilidade líquida, à semelhança dos seus equivalentes extrusivos.

8.5.6. Natureza da fonte mantélica da Ilha Brava

- ❖ Apesar da extensa variação nas concentrações de SiO_2 apresentada pelas amostras silicatadas da Unidade Superior, estas apresentam razões isotópicas de Sr e Nd relativamente constantes, o que indica que os efeitos de assimilação de material do encaixante e/ou os processos de alteração podem ser consideradas desprezáveis.
- ❖ Para as duas amostras de sienitos nefelínicos (CY-39 e CY-179) para as quais se efectuaram análises isotópicas múltiplas, os resultados isotópicos para a amostra não lixiviada e o lixiviado são idênticos dentro do erro considerado, o que prova tratarem-se de materiais não alterados pela água do mar. Desta forma, as razões relativamente elevadas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para um dado valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, que contribuem para a definição da correlação sub-horizontal referida anteriormente, são justificadas pela actuação de processos de assimilação e cristalização fraccionada (AFC).
- ❖ Algumas das amostras da Brava apresentam valores de κ ($^{232}\text{Th}/^{204}\text{Pb}$ calculado a partir das razões elementares) inferiores a κ_{pb} , indicando que os *trends* lineares observados nos diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ não representam isócronas secundárias mas sim linhas de mistura.
- ❖ As muito baixas razões $^4\text{He}/^3\text{He}$ que caracterizam o reservatório FOZO, contrastando com os valores observados para as rochas silicatadas e carbonatíticas da Ilha Brava, invalidam a presença dominante daquele componente na fonte mantélica daqueles magmas.
- ❖ As assinaturas mais radiogénicas em Pb apresentadas pelas rochas vulcânicas do Complexo Basal definem o termo final de um componente local composicionalmente próximo do reservatório tipo-HIMU.
- ❖ A assinatura geoquímica do Complexo Basal é essencialmente explicada pelo envolvimento de dois componentes principais: crosta oceânica alterada, reciclada (ROC) há cerca de 1.3 Ga e material do manto inferior (LM), num rácio de 90:10.
- ❖ Na Unidade Superior, as assinaturas elementares e isotópicas apontam para o envolvimento de um componente adicional do tipo EM-1, mais especificamente SCLM e/ou LCC.

8.6. Geoquímica isotópica de gases nobres [CAPÍTULO 7]

8.6.1. Composições elementares e isotópicas das rochas da Ilha Brava

- ❖ As rochas máficas da Unidade Inferior apresentam, com a excepção da amostra CY-7, razões $^3\text{He}/^4\text{He}$ acima dos valores que tipicamente caracterizam os MORB, entre 10.35 e 12.85 Ra. Os materiais vulcânicos mais recentes, por sua vez, exibem valores entre 9.32 e 11.02 Ra, ligeiramente mais radiogénicos do que a Unidade Inferior.
- ❖ As razões isotópicas $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ tomam valores muito próximos daquele que caracteriza a atmosfera terrestre (9.80), variando entre 9.82 e 9.94 na Unidade Inferior e entre 9.82 e 9.99 na Unidade Superior. O mesmo se verifica para as razões isotópicas $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, as quais apresentam valores entre 0.0279 e 0.0311 nos materiais mais antigos e entre 0.0293 e 0.0297 nos materiais mais recentes.
- ❖ As razões isotópicas $^4\text{He}/^3\text{He}$ obtidas para as apatites dos carbonatitos variam entre 4.01 e 9.67 Ra, situando-se quer acima quer abaixo dos valores de 8 Ra que caracterizam os MORB de tipo N. Com excepção da amostra CY-23, todas as calcites apresentam razões isotópicas de hélio inferiores às apresentadas pelas apatites ($R/R_a = 11.80 - 10.03$). Tal contraste é explicado pelos teores de U e Th que distintamente caracterizam cada um daqueles minerais.
- ❖ Com excepção das razões isotópicas $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, que em ambas as fases excedem sempre o valor atmosférico de 298.6, atingindo 418 nas apatites e 730 nas calcites, as razões $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ e $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ são praticamente idênticas ao valor atmosférico, tal como as razões isotópicas de Kr e Xe.

8.6.2. Produção cosmogénica e radiogénica

- ❖ As concentrações de ^3He obtidas a partir da fusão dos pós de olivina chegam a ser mais de 500% mais elevadas do que as obtidas na mesma amostra pelo processo de esmagamento, o que é indicativo da presença de hélio cosmogénico na matriz. O possível impacto que a adição de hélio cosmogénico teria nas razões R/R_a anteriormente referidas foi avaliado comparando os resultados obtidos directamente

pelo esmagamento dos cristais com as razões R/Ra cuja contribuição cosmogénica foi corrigida. Mesmo considerando a adição de 1% de hélio cosmogénico, os valores corrigidos de R/Ra aproximam-se, dentro do erro de 18 considerado, dos valores obtidos directamente (não corrigidos) pelo método de esmagamento, concluindo-se que as razões R/Ra relativamente elevadas evidenciadas pelas amostras máficas da Unidade Inferior representam, de facto, assinaturas magmáticas.

- ❖ A produção radioactiva de $^4\text{He}^*$ *in situ* na matriz calculada para as apatites foi de cerca de duas ordens de magnitude superior ao revelado pelas análises de ^4He extraído deste mesmo mineral via esmagamento dos cristais, o que indica que mesmo que a percentagem de hélio radiogénico libertado durante aquele processo seja muito baixa, é ainda assim suficiente para se sobrepor à assinatura magmática. Logo, as elevadas razões $^4\text{He}/^3\text{He}$ medidas nesta fase mineralógica não representam as composições originais adquiridas no momento da sua cristalização.
- ❖ No caso das calcites, a produção de ^4He pelo decaimento radioactivo do Th e U residente na matriz é menos eficiente, uma vez que estes nuclídeos ocorrem em muito mais baixa quantidade nestes minerais. Este aspecto e o facto das calcites se caracterizarem normalmente por uma maior abundância de voláteis, nomeadamente de hélio, tornam estes minerais menos susceptíveis a posteriores adições de hélio derivadas da produção radiogénica e/ou cosmogénica. Logo, as altas razões R/Ra determinadas nas calcites reflectem, de facto, as assinaturas magmáticas de hélio.

8.6.3. Assinaturas atmosféricas dos gases nobres pesados

- ❖ Múltiplos argumentos permitiram excluir o ar moderno e o material reciclado como responsáveis pelas composições atmosféricas detectadas nas amostras da Brava, sendo a interacção com a água do mar actual a hipótese que melhor explica tais desvios composicionais naquelas rochas. No modelo aqui proposto, esta contaminação terá ocorrido pela interacção directa do magma ascendente com a água do mar percolante na sequência vulcânica ou então pela mobilização de voláteis incorporados nas rochas que constituem as paredes das condutas e câmaras magmáticas. Ambas as hipóteses parecem plausíveis considerando quer a intensa actividade freatomagmática que se verifica na Brava, indicativa de uma interacção água-magma frequente, quer o carácter

intrusivo dos carbonatitos analisados, o que tem implícito um determinado tempo de residência numa câmara magmática antes da sua completa cristalização.

8.6.4. O controlo exercido pela solubilidade na fraccionação elementar e isotópica dos gases nobres

- ❖ O sistema He-Ar constitui uma excelente ferramenta no escrutínio da desgaseificação dos magmas devido não só a acentuada diferença que existe entre os coeficientes de solubilidade do He e Ar, mas também por o ^4He e o ^{40}Ar serem exclusivamente produzidos pelo decaimento radioactivo do (Th+U) e K, respectivamente, o que torna possível a quantificação da sua taxa de produção relativa num qualquer reservatório.
- ❖ A razão $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ (onde $^{40}\text{Ar}^*$ corresponde ao ^{40}Ar medido ao qual foi corrigido o efeito da contaminação atmosférica) tende a ser mais elevada no magma do que na fonte o que se deve ao facto do hélio difundir mais rapidamente que o árgon do interior das fases cristalinas que constituem a fonte mantélica para o líquido magmático no decurso da fusão parcial. Por outro lado, o hélio é consideravelmente mais solúvel nos melts silicatados, levando a que a desgaseificação de um magma leve ao incremento da razão $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ no magma residual.
- ❖ As calcites aqui estudadas evidenciam uma correlação negativa entre $^{40}\text{Ar}^*$ e $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$, compatível com um processo de desgaseificação em equilíbrio controlado pela solubilidade, o qual foi responsável pela indução da fraccionação elementar observada, incrementando a razão $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ desde valores próximos de 0.25 - que caracterizava o magma antes da sua desgaseificação - até valores próximos de 1.58.
- ❖ Previamente aos processos de desgaseificação a que foram sujeitos os magmas carbonatíticos da Ilha Brava, estes caracterizavam-se por razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ (≈ 0.25) significativamente mais baixas que as tipicamente estimadas para o manto superior (1.5) e manto inferior (1.5).

8.6.5. Causa das baixas razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$

- ❖ Muito embora o processo de imiscibilidade líquida seja capaz de dissociar os HFSE (e.g., U, Th e K) dos gases nobres, não constitui um processo eficaz na fraccionação

entre o He e o Ar pela razão de que estes elementos apresentam solubilidades semelhantes nos magmas carbonatíticos e silicatados. Além disso, não se conhecem dados experimentais que comprovem uma possível fraccionação entre K e U durante este processo de evolução magmática. Por conseguinte, a separação por imiscibilidade daqueles dois tipos de magmas não pode explicar as razões anormalmente baixas de $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ preservadas nas inclusões fluidas aprisionadas nas calcites dos carbonatitos da Brava.

- ❖ Durante a fusão, o grau de fraccionação entre o He e Ar passa a ser governado pela percentagem de fusão parcial e pelas diferenças nos seus coeficientes de distribuição, esperando-se, assim, que para muito baixos graus de fusão parcial a fraccionação entre o He e o Ar seja bastante significativa. A não ser que os coeficientes de distribuição para o par mineral/líquido carbonatítico sejam drasticamente diferentes daqueles determinados para as composições silicatadas, a fusão parcial de uma fonte mantélica com composição “normal” não pode explicar as muito baixas razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ que caracterizavam as amostras estudadas antes de terem sido desgaseificadas.

8.6.6. Composição da fonte mantélica: o possível envolvimento do “*missing Ar reservoir*”

- ❖ Alguns autores têm proposto que o carbono necessário para a geração dos carbonatitos foi introduzido no manto por reciclagem de crosta oceânica. Considerando 1.3 Ga como idade do evento de reciclagem, seria necessário que os carbonatos reciclados se caracterizassem por razões K/U aproximadas de 141 000 para que se atingisse o valor de 0.25 para a razão $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$. Esse valor é cerca de 11 vezes superior a razão mantélica ($\text{K}/\text{U} \approx 12\,700$) e 18 vezes mais elevado que a razão do BSE (7 000 a 9 000). A reciclagem crostal não constitui, pois, uma explicação plausível para a génese dos carbonatitos estudados.
- ❖ O paradoxo do “*missing Ar*” baseia-se na discrepância que é observada entre a quantidade de ^{40}Ar avaliada para os principais reservatórios terrestres (i.e., atmosfera, crosta continental e manto superior) e a quantidade que se estima ter sido produzida pelo decaimento radioactivo do ^{40}K contido no BSE ao longo dos 4.55 Ga de história da Terra. Porém, a atmosfera, a crosta e o manto superior contêm somente uma parte

do ^{40}Ar necessário para balancear o que foi produzido pelo decaimento do ^{40}K ao longo do tempo, sendo necessário invocar a existência de um outro reservatório rico em ^{40}Ar escondido (“*missing Ar reservoir*”) que, se supõe, poderá estar localizado no manto inferior.

- ❖ Seja qual for a sua origem, pensa-se que a camada D” seja caracterizada por quantidades significativas de gases nobres, carbono e elementos radioactivos geradores de calor, como o ^{40}K . Será também, curiosamente, possuidora de razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ bastante baixas. Este reservatório poderia, assim, ser o portador das quantidades de árgon necessárias para equilibrar os referidos cálculos de balanço de massa como também explicar as assinaturas primárias de He/Ar encontradas nos carbonatitos da Brava. No entanto, chama-se a atenção que, a julgar pelos valores de K/U que caracterizam os magmas extruídos à superfície da Terra, um tal domínio com baixas razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ não parece ser frequentemente amostrado pelas rochas estudadas em todo o globo.

8.6.7. Implicações das assinaturas elementares e isotópicas de gases nobres na fonte mantélica: origem da pluma de Cabo Verde no manto inferior

- ❖ As relativamente baixas razões $^4\text{He}/^3\text{He}$ obtidas para os carbonatitos ($\text{R}/\text{Ra} = 12.85$) e rochas silicatadas ($\text{R}/\text{Ra} = 11.80$) da Ilha Brava, à semelhança dos resultados previamente obtidos por outros autores para o arquipélago, traduzem uma contribuição de um reservatório que evoluiu com baixos valores de $(\text{U}+\text{Th})/^3\text{He}$, o que, implicando um longo isolamento, pode ser considerado uma forte evidência da interveniência de uma pluma mantélica enraizada no manto inferior.
- ❖ As muito baixas razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ que caracterizam a fonte dos carbonatitos do Complexo Basal indicam uma evolução a partir de razões K/U muito elevadas, as quais, sendo incompatíveis com a reciclagem de componentes crustais e não sendo frequentemente amostradas pelo magmatismo recente, implica o envolvimento de reservatórios com um tempo de isolamento elevado.
- ❖ Da discussão apresentada neste capítulo conclui-se ser necessário o envolvimento, na génese destas rochas, de reservatório(s) que tenha(m) permanecido isolado(s) por

longo(s) período(s) ($\gg 1\text{Ga}$) e cujas características parecem compatíveis com os níveis mais profundos do manto inferior.

8.7. Modelo de génese e evolução dos magmas que deram origem às rochas da Ilha Brava

A Brava (64 km^2), ilha situada no extremo meridional de Cabo Verde, é atípica no contexto da geologia e geoquímica do arquipélago. De facto, ao contrário das outras ilhas, para as quais se observa geralmente um contínuo composicional em termos isotópicos, a Brava caracteriza-se por dois grupos distintos nos espaços isotópicos Sr-Nd-Pb. Por um lado, as rochas da Unidade Superior ($< 0.5\text{ Ma}$) apresentam características que são similares às definidas pelas ilhas cabo-verdianas do grupo sul, por outro, as assinaturas do Complexo Basal ($2 - 3\text{ Ma}$) são mais semelhantes às que caracterizam as ilhas do norte.

O modelo petrogenético proposto para explicar a variabilidade litológica e geoquímica das rochas magmáticas da Brava encontra-se sintetizado na Fig. 8.1.

A variabilidade isotópica do Complexo Basal é explicada pela mistura de material do manto inferior com um componente dominante do tipo HIMU, que representa crosta oceânica reciclada antiga (ROC; $\approx 1.3\text{ Ga}$). A presença deste último componente nas fontes mantélicas de Cabo Verde tem sido desde há muito invocada para explicar as assinaturas elementares e isotópicas observadas, sendo melhor amostrado pelos magmas que deram origem aos materiais que afloram nas ilhas do norte (e.g., Gerlach et al., 1988; Doucelance et al., 2003; Holm et al., 2006). É interessante, contudo, salientar que a assinatura isotópica de Pb mais radiogénica ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 20.251$) alguma vez encontrada nas rochas silicatadas de Cabo Verde pertence a uma amostra do Complexo Basal da Brava, uma ilha do grupo sul.

Os materiais do tipo HIMU e do manto inferior, incluindo o carbono necessário à génese dos carbonatitos, são considerados como tendo sido trazidos para o manto superior através da pluma de Cabo Verde, a qual, de acordo com os trabalhos de tomografia sísmica recentemente publicados (e.g., Montelli et al., 2004, 2006; Zhao, 2007; Forte et al., 2010) e os de gases nobres, muitos dos quais obtidos e discutidos no âmbito desta tese (Christensen et al., 2001; Doucelance et al., 2003; Mata et al., 2010b; Mourão et al., 2012b), está provavelmente ancorada nas zonas mais profundas do manto inferior. Note-se, contudo, que a idade do ROC aqui modelada para a Brava (1.3 Ga) é ligeiramente diferente da que tem sido calculada para

algumas das outras ilhas do arquipélago (> 1.5 Ga; Gerlach et al., 1988; Hoernle et al., 2002; Doucelance et al., 2003; Millet et al., 2008) mas idêntica à que foi proposta por Holm et al. (2006) para a Ilha de Santo Antão. Também a proporção ROC/manto inferior determinada neste estudo para a Brava é distinta da que foi calculada por Doucelance et al. (2003) e Millet et al. (2008) para as outras ilhas.

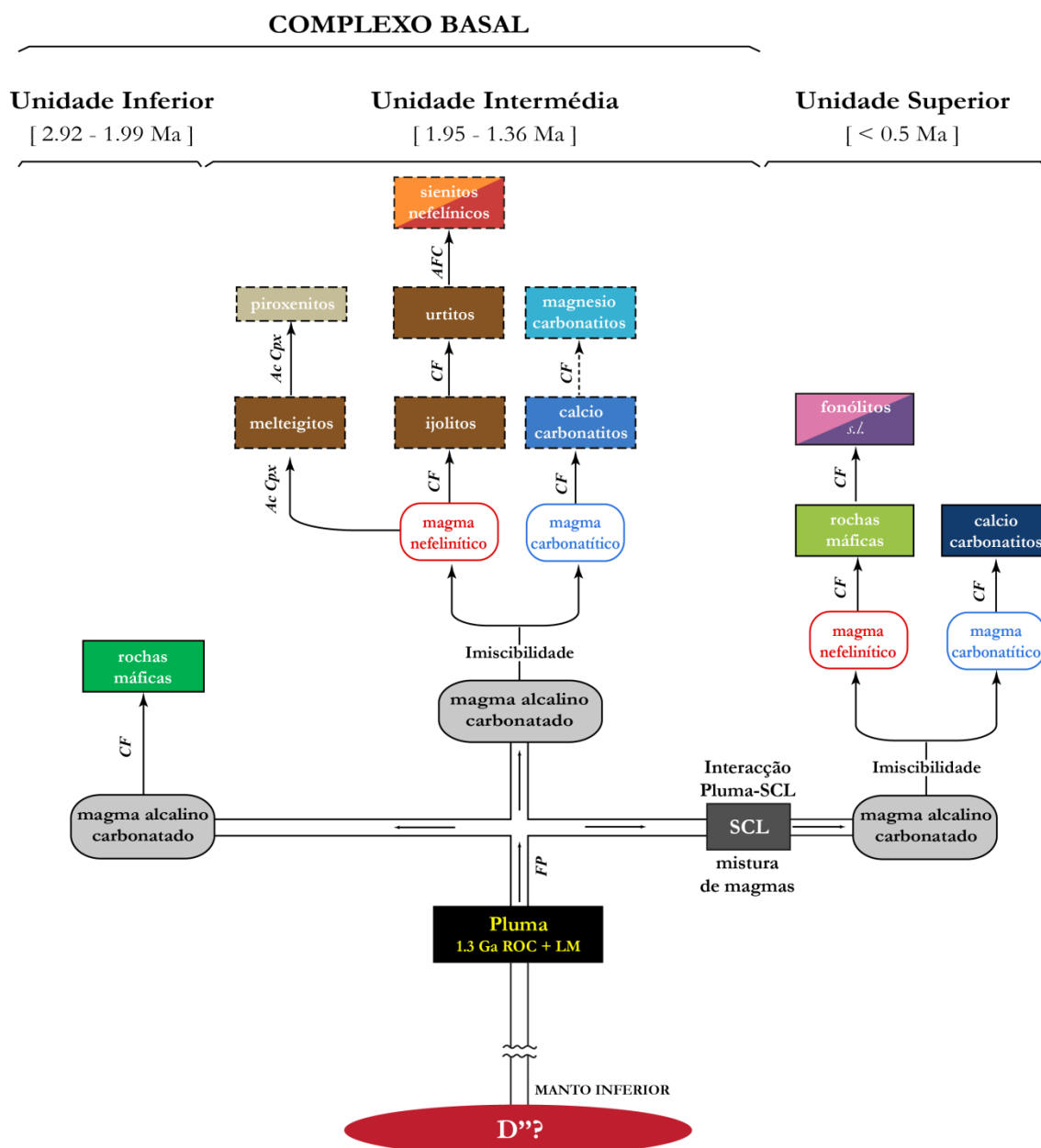


Fig. 8.1 – Ilustração esquemática do modelo proposto para a génese e evolução dos magmas que estiveram na origem das três unidades vulcanoestratigráficas da Ilha Brava. As “rochas máficas” das unidades Inferior e Superior incluem nefelinitos, nefelinitos melílicos, basanitos, foiditos, tefritos e fonotefritos. Os “fonólitos *s.l.*” incluem fonólitos e nefelinitos fonolíticos. As caixas com bordos a tracejado dizem respeito a rochas plutónicas enquanto as delimitadas com traço contínuo referem-se a rochas vulcânicas. FP: fusão parcial, CF: cristalização fraccionada, Ac Cpx: acumulação de clinopiroxena, AFC: assimilação e cristalização fraccionada (acrónimo inglês

para *Assimilation and Fractional Crystallization*), SCL: litosfera subcontinental (acrónimo inglês para *subcontinental lithosphere*), ROC: crosta oceânica reciclada (acrónimo inglês para *recycled oceanic crust*) e LM: manto inferior (acrónimo inglês para *lower mantle*). Muito embora os magnesiocarbonatitos da Unidade Intermédia representem o resíduo deixado após a cristalização e acumulação de calcite, estas rochas não podem ser consideradas estritamente comagmáticas com os calciocarbonatitos aflorantes.

Estas diferenças atestam o carácter heterogéneo da pluma mantélica de Cabo Verde, o que por si não é surpreendente uma vez que as simulações numéricas de alta resolução demonstram que as plumas tendem a amostrar as heterogeneidades das suas fontes transportando-as para os níveis mais superficiais da Terra sem que ocorra homogeneização significativa.

Para explicar a variabilidade composicional patente nas amostras da Unidade Superior, um componente adicional teve que ser invocado, sendo as suas características elementares e isotópicas compatíveis com uma composição do tipo EM-1, à semelhança do encontrado em outras ilhas do grupo sul. Atribuir, no entanto, com base na química das rochas aqui estudadas, um precursor específico (SCLM *vs.* crosta continental inferior) para a sua origem foi muito difícil dada a extrema heterogeneidade destes materiais e da sua contribuição nos magmas da Brava estar muito diluída. Porém, a conjugação de dados geoquímicos e geofísicos actualmente existentes permitem sugerir que a contribuição de litosfera continental ter-se-á dado pela mistura de *melts* derivados da pluma com *melts* provenientes de megalitos continentais residentes no manto oceânico desde a abertura do oceano Atlântico.

Escrig et al. (2005) e Millet et al. (2008) sugeriram que tais megalitos continentais têm o seu local de residência na litosfera oceânica. Assumindo que este modelo fosse também válido para o caso da Brava, seria de esperar que os materiais litosféricos tivessem contribuído para a composição magmática da ilha ao longo de toda a sua história evolutiva. Alternativamente poder-se-ia admitir que a contribuição da litosfera continental diminuiria progressivamente, até eventualmente desaparecer, ao mesmo tempo que os seus domínios menos refractários (mais férteis) fossem consumidos pela interacção com os magmas sobreaquecidos da pluma ascendente. Neste caso, a intensidade da contribuição da litosfera continental ir-se-ia atenuando à medida que a ilha seguisse o seu percurso evolutivo de desenvolvimento. No entanto, exactamente o oposto é observado na Brava, onde os magmas mais antigos que aí afloram (Unidade Inferior) não mostram qualquer evidência de contribuição deste tipo de material. Tendo presente a evolução geoquímica temporal da referida ilha, a única explicação que parece viável é considerar que na região de Cabo Verde pelo menos alguns daqueles megalitos continentais não se encontram anexos à litosfera oceânica mas sim dispersos

livremente em níveis da astenosfera compatíveis com os contrastes de densidade envolvidos (ver também Coltorti et al., 2010).

A grande complexidade dos processos supra-astenosféricos foi também considerável e variado. Enquanto na Unidade Inferior a evolução magmática terá ocorrido exclusivamente por acção de cristalização fraccionada, para a Unidade Superior foram postos em evidência processos de imiscibilidade líquida gerando magmas silicatados e carbonatíticos. Estes, posteriormente, terão evoluído por cristalização fraccionada, atingindo, no caso dos magmas silicatados, composições fonolíticas. Onde os processos de evolução magmática se revestiram de maior complexidade foi na Unidade Intermédia. Assim, para além da imiscibilidade líquida da qual resultaram as rochas carbonatíticas de natureza cálcica, os posteriores processos de cristalização fraccionada foram responsáveis pela ocorrência de um variado cortejo de rochas que se estendeu até composições magnesiocarbonatíticas e sienito-nefelínicas. A ocorrência de processos de acumulação é testemunhada pela presença de piroxenitos enquanto processos de assimilação e cristalização fraccionada (AFC) explicam o quimismo de alguns sienitos nefelínicos.

Outro aspecto peculiar que merece destaque na Brava é a composição isotópica dos carbonatitos aflorantes, para além, claro está, da sua vasta abundância e posicionamento na coluna estratigráfica comparativamente às demais ilhas do arquipélago cabo-verdiano. Enquanto nestas as ocorrências que se conhecem se projectam num campo comum no espaço Sr-Nd-Pb, independentemente da sua localização geográfica e da assinatura química das rochas silicatadas que lhes estão associadas, na Brava os carbonatitos definem dois grupos distintos com intervalos de razões isotópicas similares aos apresentados pelas rochas silicatadas alcalinas contemporâneas.

Esta observação sugere que os carbonatitos da Ilha Brava resultam de mecanismos genéticos distintos dos que foram responsáveis pela geração das outras ocorrências cabo-verdianas. Assim, da análise dos resultados obtidos, conclui-se que quer os calciocarbonatitos do Complexo Basal quer os da Unidade Superior são o resultado de processos de imiscibilidade líquida afectando magmas silicatados carbonatados produzidos por baixos graus de fusão parcial da pluma ascendente, cuja composição é dominada por ROC e material do manto inferior. A contribuição deste último reservatório encontra-se expressa nas assinaturas isotópicas de He não radiogénico ($R/R_a < 11.80$) das rochas em questão. Pelo comportamento dos elementos do grupo das terras raras, no que respeita ao modo como se processa a sua fraccionação entre aqueles dois tipos de magmas, infere-se que a imiscibilidade terá ocorrido a

pressões superiores a 0.6 GPa. Assumindo que a espessura da crosta subjacente à Ilha Brava é semelhante à da vizinha Ilha do Fogo (≈ 15 km, Lodge & Helffrich, 2006), se conclui que aquele processo terá ocorrido na transição entre o manto e a crosta algo espessada, onde, a julgar pelos dados geobarométricos, se terão instalado pelo menos algumas das câmaras magmáticas.

Relativamente à génese dos magnesiocarbonatitos intrusivos do Complexo Basal, sugere-se que estes representem líquidos residuais após a fraccionação de calcite a partir de um magma carbonatado, não sendo, portanto, o produto de processos secundários como tem sido invocado para outras ocorrências. Chama-se ainda a atenção para o facto de essas rochas apresentarem assinaturas químicas mais próximas dos magmas do tipo HIMU do que as da mesma natureza aflorantes noutras ilhas do arquipélago, para as quais Hoernle et al. (2002) reconheceu assinaturas do tipo EM-1.

Quanto à origem do carbono que constitui grande parte da composição destas rochas, as muito baixas razões $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ (≤ 0.3) que caracterizam os carbonatitos do Complexo Basal são incompatíveis com um modelo de reciclagem de componentes crostais, uma vez que, após processados nas zonas de subducção, esses materiais passam a ser caracterizados por baixas razões K/U. A explicação que se apresenta neste trabalho para aquelas assinaturas invocam o envolvimento de um domínio mantélico raramente amostrado, que terá evoluído em sistema fechado com elevadas razões K/U, eventualmente estando relacionado com o “*missing Ar reservoir*” proposto por Allègre et al. (1996) e que entretanto vinha sendo posto em causa. Prevê-se que este trabalho contribua para a reabertura da discussão em torno da existência deste reservatório.

Em suma, a Brava apresenta assinaturas elementares e isotópicas típicas de ambos os grupos norte e sul do arquipélago de Cabo Verde, o que vem levantar a questão da dicotomia geoquímica que separa os mesmos, modelo aceite pela maioria dos autores desde os trabalhos pioneiros de Gerlach et al. (1988).

BIBLIOGRAFIA

Abouchami, W., Galer, S.J.G., Hofmann, A.W., 2000. High precision lead isotope systematics of lavas from the Hawaiian Scientific Drilling Project. *Chemical Geology* 169, 187-209.

Adam, J., Green, T., 2006. Trace element partitioning between mica- and amphibole-bearing garnet lherzolite and hydrous basanitic melt: 1. Experimental results and the investigation of controls on partitioning behaviour. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152, 1-17.

Ali, M.Y., 2002. A Geophysical study of lithospheric flexure in the vicinity of the Cape Verde Islands. (University of Oxford), 255 pp.

Ali, M.Y., Watts, A.B., Hill, I., 2003. A seismic reflection profile study of lithospheric flexure in the vicinity of the Cape Verde Islands. *Journal of Geophysical Research* 108, 2239, doi:2210.1029/2002JB002155.

Allègre, C.J., 1968. Comportement des systemes U-Th-Pb dans le manteau superieur et modele d'evolution de ce dernier au cours des temps geologiques. *Earth and Planetary Science Letters* 5, 261-269.

Allègre, C.J., Pineau, F., Bernat, M., Javoy, M., 1971. Evidence for the Occurrence of Carbonatites on the Cape Verde and Canary Islands. *Nature Physical Science* 233, 103-104.

Allègre, C.J., Turcotte, D.L., 1986. Implications of a two-component marble-cake mantle. *Nature* 323, 123-127.

Allègre, C.J., Manhès, G., Göpel, C., 1995a. The age of the Earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 1445-1456.

Allègre, C.J., Moreira, M., Staudacher, T., 1995b. $^4\text{He}/^3\text{He}$ Dispersion and Mantle Convection. *Geophysical Research Letters* 22, 2325-2328.

Allègre, C.J., Hofmann, A., O'Nions, K., 1996. The argon constraints on mantle structure. *Geophysical Research Letters* 23, 3555-3557.

Allègre, J.-C., Staudacher, T., Sarda, P., 1986. Rare gas systematics: formation of the atmosphere, evolution and structure of the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 81, 127-150.

Almond, D.C., 1988. Chemical fractionation in titaniferous clinopyroxene from Bayuda, Sudan. *The Canadian Mineralogist* 26, 1027-1035.

Alt, J.C., Teagle, D.A.H., 2003. Hydrothermal alteration of upper oceanic crust formed at a fast-spreading ridge: mineral, chemical, and isotopic evidence from ODP Site 801. *Chemical Geology* 201, 191-211.

Alves, C.A.M., Serralheiro, A.M.R., Macedo, J.R., Cramez, P., Sousa, A.A., Mendes, F., Gomes, R.A.D., 1971. Carbonatitos de Santiago, Cabo Verde. I Congresso Hispano-Luso-Americano de Geologia Económica (abstract).

Ancochea, E., Huertas, M.J., Hernán, F., Brändle, J.L., 2010. Volcanic evolution of São Vicente, Cape Verde Islands: The Praia Grande landslide. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198, 143-157.

Anders, E., Grevesse, N., 1989. Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 53, 197-214.

Andersen, D.J., Lindsley, D.H., 1988. Internally consistent solution models for Fe-Mg-Mn-Ti oxides; Fe-Ti oxides. *American Mineralogist* 73, 714-726.

Anderson, D.L., 2001. Top-Down Tectonics? *Science* 293, 2016-2018.

Arevalo, R., McDonough, W.F., Luong, M., 2009. The K/U ratio of the silicate Earth: Insights into mantle composition, structure and thermal evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 278, 361-369.

Assunção, C.F.T., Machado, F., Gomes, R.A.D., 1965. On the occurrence of carbonatites in the Cape Verde Islands. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal* 16, 179-188.

Assunção, C.T., 1968. Geologia da Província de Cabo Verde: Curso de Geologia do Ultramar. *Junta de Investigação do Ultramar* 1, Lisboa, 1-52.

Aston, F.W., 1924. The Constitution of Ordinary Lead. *Nature Geoscience* 120, 224.

Bach, W., Peucker-Ehrenbrink, B., Hart, S.R., Blusztajn, J.S., 2003. Geochemistry of hydrothermally altered oceanic crust: DSDP/ODP Hole 504B - Implications for seawater-crust exchange budgets and Sr- and Pb-isotopic evolution of the mantle. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 4, 8904, doi: 8910.1029/2002gc000419.

Bailey, D.K., 1987. Mantle metasomatism - perspective and prospect. *In: Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds.), Alkaline Igneous Rocks. Geological Society, Special Publications* London, vol. 30, pp. 1-14.

Bailey, D.K., 1993. Carbonate magmas. *Journal of the Geological Society* 150, 637-651.

Baker, J., Peate, D., Waight, T., Meyzen, C., 2004. Pb isotopic analysis of standards and samples using a ^{207}Pb - ^{204}Pb double spike and thallium to correct for mass bias with a double-focusing MC-ICP-MS. *Chemical Geology* 211, 275-303.

Baksi, A.K., 1999. Reevaluation of plate motion models based on hotspot tracks in the Atlantic and Indian Oceans. *Journal of Geology* 107, 13-26.

Baksi, A.K., 2003. Critical evaluation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for the Central Atlantic Magmatic Province: Timing, duration, and possible migration of magmatic centers. *In: Hames, W.E., McHone, J.G., Renne, P.R., Ruppel, C. (Eds.), The Central Atlantic Magmatic Province. American Geophysical Union, Geophysical Monograph*, vol. 136, pp. 77-90.

Ballentine, C.J., Barfod, D.N., 2000. The origin of air-like noble gases in MORB and OIB. *Earth and Planetary Science Letters* 180, 39-48.

Ballentine, C.J., van Keken, P.E., Porcelli, D., Hauri, E.H., 2002. Numerical models, geochemistry and the zero-paradox noble-gas mantle. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 360, 2611-2631.

Bannister, F.A., Hey, M.H., 1931. A chemical, optical and X-ray study of nepheline and kaliophilite. *Mineralogical Magazine* 22, 569-608.

Barker, A., Holm, P., Peate, D., Baker, J., 2010. A 5 million year record of compositional variations in mantle sources to magmatism on Santiago, southern Cape Verde archipelago. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 133-154.

Barker, A., Troll, V., Ellam, R., Hansteen, T., Harris, C., Stillman, C., Andersson, A., 2012. Magmatic evolution of the Cadamosto Seamount, Cape Verde: beyond the spatial extent of EM1. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 163, 949-965.

Barker, A.K., Holm, P.M., Peate, D.W., Baker, J.A., 2009. Geochemical Stratigraphy of Submarine Lavas (3-5 Ma) from the Flamengos Valley, Santiago, Southern Cape Verde Islands. *Journal of Petrology* 50, 169-193.

Barker, D.S., 1989. Field relations of carbonatites. *In*: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 38-69.

Barker, D.S., 1996a. Carbonatite volcanism. *In*: Mitchell, R.H. (Ed.), *Undersaturated Alkaline Rocks: Mineralogy, Petrogenesis, and Economic Potential*. Mineralogical Association of Canada, Short Course, pp. 45-61.

Barker, D.S., 1996b. Consequences of recycled carbon in carbonatites. *The Canadian Mineralogist* 34, 373-387.

Barros, L.A., 1968. Petrografia do ilhéu Grande (ilha Brava, Cabo Verde). *Garcia de Orta* 16, 249-258.

Barth, T.F., 1963. The composition of nepheline. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* 43, 153-164.

Basu, S., Murty, S.V.S., 2006. Noble gases in carbonatites of Sung Valley and Ambadongar: Implications for trapped components. *Chemical Geology* 234, 236-250.

Beattie, P., Ford, C., Russell, D., 1991. Partition coefficients for olivine-melt and orthopyroxene-melt systems. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 109, 212-224.

Beattie, P., 1993a. Olivine-melt and orthopyroxene-melt equilibria. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 115, 103-111.

Beattie, P., 1993b. Uranium-thorium disequilibria and partitioning on melting of garnet peridotite. *Nature* 363, 63-65.

Beattie, P., Drake, M., Jones, J., Leeman, W., Longhi, J., McKay, G., Nielsen, R., Palme, H., Shaw, D., Takahashi, E., Watson, B., 1993. Terminology for trace-element partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 1605-1606.

Bebiano, J.B., 1932. Ilha Brava e Ilhéus Secos. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal* 18, 201-217.

Becker, H., Jochum, K.P., Carlson, R.W., 2000. Trace element fractionation during dehydration of eclogites from high-pressure terranes and the implications for element fluxes in subduction zones. *Chemical Geology* 163, 65-99.

Beckinsale, R.D., Gale, N.H., 1969. A reappraisal of the decay constants and branching ratio of ⁴⁰K. *Earth and Planetary Science Letters* 6, 289-294.

Begg, G.C., Griffin, W.L., Natapov, L.M., O'Reilly, S.Y., Grand, S.P., O'Neill, C.J., Hronsky, J.M.A., Djomani, Y.P., Swain, C.J., Deen, T., Bowden, P., 2009. The lithospheric architecture of Africa: Seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution. *Geosphere* 5, 23-50.

Bell, K., 1989. *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, 618 pp.

Bell, K., Keller, J., 1995. Carbonatites volcanism: Oldoinyo Lengai and Petrogenesis of Natrocarbonatites. *IAVCEI Proceeding in Volcanology*, Springer-Verlag, Berlin, 210 pp.

Bell, K., Simonetti, A., 2009. Source of parental melts to carbonatites - critical isotopic constraints. *Mineralogy and Petrology*, DOI 10.1007/s00710-00009-00059-00710.

Ben Othman, D., White, W.M., Patchett, J., 1989. The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. *Earth and Planetary Science Letters* 94, 1-21.

Bernard-Griffiths, J., Cantagrel, J.-M., Matos Alves, C.A., Mendes, F., Serralheiro, A., Macedo, J.R., 1975. Données radiométriques potassium-argon sur quelques formations magmatiques des îles de l'archipel du Cap Vert. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris* 280, 2429-2432.

Best, M.G., Christiansen, E.H., 2001. *Igneous Petrology*. Blackwell Science, Malden, Massachussets, 458 pp.

Bird, D.E., Hall, S.A., Burke, K., Casey, J.F., Sawyer, D.S., 2007. Early Central Atlantic Ocean seafloor spreading history. *Geosphere* 3, 282-298.

Bizimis, M., Salters, V.J.M., Bonatti, E., 2000. Trace and REE content of clinopyroxenes from supra-subduction zone peridotites. Implications for melting and enrichment processes in island arcs. *Chemical Geology* 165, 67-85.

Bizimis, M., Salters, V.M., Dawson, J.B., 2003. The brevity of carbonatite sources in the mantle: evidence from Hf isotopes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 145, 281-300.

Blundy, J., Wood, B., 2003. Partitioning of trace elements between crystals and melts. *Earth and Planetary Science Letters* 210, 383-397.

Bohrson, W.A., Reid, M.R., 1997. Genesis of silicic peralkaline volcanic rocks in an ocean island setting by crustal melting and open-system processes: Socorro Island, Mexico. *Journal of Petrology* 38, 1137-1166.

Bonadiman, C., Beccaluva, L., Coltorti, M., Siena, F., 2005. Kimberlite-like Metasomatism and 'Garnet Signature' in Spinel-peridotite Xenoliths from Sal, Cape Verde Archipelago: Relics of a Subcontinental Mantle Domain within the Atlantic Oceanic Lithosphere? *Journal of Petrology* 46, 2465-2493.

Bouabdellah, M., Hoernle, K., Kchit, A., Duggen, S., Hauff, F., Klügel, A., Lowry, D., Beaudoin, G., 2010. Petrogenesis of the Eocene Tamazert Continental Carbonatites (Central High Atlas, Morocco): Implications for a Common Source for the Tamazert and Canary and Cape Verde Island Carbonatites. *Journal of Petrology* 51, 1655-1686.

Bouhifd, M.A., Jephcoat, A.P., Kelley, S.P., 2008. Argon solubility drop in silicate melts at high pressures: A review of recent experiments. *Chemical Geology* 256, 252-258.

Boyet, M., Carlson, R.W., 2005. ¹⁴²Nd Evidence for Early (> 4.53 Ga) Global Differentiation of the Silicate Earth. *Science* 309, 576-581.

Brenan, J.M., Shaw, H.F., Ryerson, F.J., Phinney, D.L., 1995. Mineral-aqueous fluid partitioning of trace elements at 900°C and 2.0 GPa: Constraints on the trace element chemistry of mantle and deep crustal fluids. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 3331-3350.

Brey, G., Green, D.H., 1975. The role of CO₂ in the genesis of olivine melilitite. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 49, 93-103.

Brey, G., Green, D.H., 1977. Systematic study of liquidus phase relations in olivine melilitite+H₂O+CO₂ at high pressures and petrogenesis of an olivine melilitite magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 61, 141-162.

Brigatti, M.F., Caprilli, E., Mottana, A., Poppi, L., 2004. Nb-containing titanite: new data and crystal structure refinement. *Neues Jahrbuch für Mineralogie - Monatshefte* 3, 117-126.

Broadhurst, C.L., Drake, M.J., Hagee, B.E., Bernatowicz, T.J., 1992. Solubility and partitioning of Ne, Ar, Kr and Xe in minerals and synthetic basaltic melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 56, 709-723.

Brod, J.A., Gaspar, J.C., de Araújo, D.P., Gibson, S.A., Thompson, R.N., Junqueira-Brod, T.C., 2001. Phlogopite and tetra-ferriphlogopite from Brazilian carbonatite complexes: petrogenetic constraints and implications for mineral-chemistry systematics. *Journal of Asian Earth Sciences* 19, 265-296.

Brod, J.A., Junqueira-Brod, T.C., Gaspar, J.C., Petrinovic, I.A., Valente, S.d.C., Corval, A., 2012. Decoupling of paired elements, crossover REE patterns, and mirrored spider diagrams: Fingerprinting liquid immiscibility in the Tapira alkaline-carbonatite complex, SE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jsames.2012.04.013.

Brooker, R.A., Du, Z., Blundy, J.D., Kelley, S.P., Allan, N.L., Wood, B.J., Chamorro, E.M., Wartho, J.A., Purton, J.A., 2003. The "zero charge" partitioning behaviour of noble gases during mantle melting. *Nature* 423, 738-741.

Brown, H., 1949. Rare Gases and the Formation of the Earth's Atmosphere. *In*: Kuiper, G.P. (Ed.), *The Atmospheres of the Earth and Planets*. University of Chicago Press, Chicago, pp. 258-266.

Brum da Silveira, A., Madeira, J., Serralheiro, A., 1997a. A estrutura da ilha do Fogo, Cabo Verde. *In*: 1st International Symposium "A erupção vulcânica de 1995 na ilha do Fogo, Cabo Verde". Instituto de Investigação Científica Tropical and Ministério da Ciência e Tecnologia, Lisboa, Portugal, pp. 63-78.

Brum da Silveira, A., Madeira, J., Serralheiro, A., Torres, P.C., Silva, L.C., Mendes, M.H., 1997b. O controlo estrutural da erupção de Abril de 1995 na ilha do Fogo. *In*: 1st International Symposium "A erupção vulcânica de 1995 na ilha do Fogo, Cabo Verde". Instituto de Investigação Científica Tropical and Ministério da Ciência e Tecnologia, Lisboa, Portugal, pp. 51-61.

Burnard, P., 2001. Correction for volatile fractionation in ascending magmas: noble gas abundances in primary mantle melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 65, 2605-2614.

Burnard, P., Harrison, D., Turner, G., Nesbitt, R., 2003. Degassing and contamination of noble gases in Mid-Atlantic Ridge basalts. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 4, 1002, doi:10.1029/2002GC000326.

Burnard, P., 2004. Diffusive fractionation of noble gases and helium isotopes during mantle melting. *Earth and Planetary Science Letters* 220, 287-295.

Burnard, P., Graham, D., Farley, K., 2004. Fractionation of noble gases (He, Ar) during MORB mantle melting: a case study on the Southeast Indian Ridge. *Earth and Planetary Science Letters* 227, 457-472.

Burnard, P., Toplis, M.J., Medynski, S., 2010. Low solubility of He and Ar in carbonatitic liquids: implications for decoupling noble gas and lithophile isotope systems. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 1672-1683.

Calmant, S., Francheteau, J., Cazenave, A., 1990. Elastic layer thickening with age of the oceanic lithosphere: a tool for prediction of the age of volcanoes or oceanic crust. *Geophysical Journal International* 100, 59-67.

Carlson, R.W., 1995. Isotopic inferences on the chemical structure of the mantle. *Journal of Geodynamics* 20, 365-386.

Carlson, R.W., Boyet, M., 2008. Composition of the Earth's interior: the importance of early events. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 366, 4077-4103.

Carmichael, I.S.E., Turner, F.J., Verhoogen, J., 1974. *Igneous Petrology*. McGraw-Hill, 739 pp.

Caro, G., Bourdon, B., 2010. Non-chondritic Sm/Nd ratio in the terrestrial planets: Consequences for the geochemical evolution of the mantle-crust system. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 3333-3349.

Caro, G., 2011. Early Silicate Earth Differentiation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 39, 31-58.

Caroff, M., Maury, R.C., Leterrier, J., Joron, J.L., Cotten, J., Guille, G., 1993. Trace element behavior in the alkali basalt-comenditic trachyte series from Mururoa Atoll, French Polynesia. *Lithos* 30, 1-22.

Carroll, M.R., Stolper, E.M., 1993. Noble gas solubilities in silicate melts and glasses: New experimental results for argon and the relationship between solubility and ionic porosity. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 5039-5051.

Cartigny, P., 2005. Stable isotopes and the origin of diamond. *Element* 1, 79-84.

Cas, R.A.F., Wright, J.V., 1987. *Volcanic Successions: Modern and Ancient*, 1^a ed. Chapman & Hall, Cambridge, 528 pp.

Castellana, B., Wolff, J.A., 1987. Open system evolution of phonolitic magma, Brava, Cape Verde. *EOS Transactions of the American Geophysical Union* 66, 1152.

Cazenave, A., Dominh, K., Rabinowicz, M., Ceuleneer, G., 1987. Geoid and depth anomalies over ocean swells and troughs: evidence of an increasing trend of the geoid to depth ratio with age of plate. *Journal of Geophysical Research* 93, 8064-8077.

Cebriá, J.-M., López-Ruiz, J., 1996. A refined method for trace element modelling of nonmodal batch partial melting processes: The Cenozoic continental volcanism of Calatrava, central Spain. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 1355-1366.

Cebriá, J.M., López-Ruiz, J., 1995. Alkali basalts and leucitites in an extensional intracontinental plate setting: The late Cenozoic Calatrava Volcanic Province (central Spain). *Lithos* 35, 27-46.

Chabot, N.L., Drake, M.J., 1999. Potassium solubility in metal: the effects of composition at 15 kbar and 1900°C on partitioning between iron alloys and silicate melts. *Earth and Planetary Science Letters* 172, 323-335.

Chakhmouradian, A.R., 2006. High-field-strength elements in carbonatitic rocks: Geochemistry, crystal chemistry and significance for constraining the sources of carbonatites. *Chemical Geology* 235, 138-160.

Chamorro-Perez, E., Gillet, P., Jambon, A., Badro, J., McMillan, P., 1998. Low argon solubility in silicate melts at high pressure. *Nature* 393, 352-355.

Chase, C.G., 1981. Oceanic island Pb: Two-stage histories and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 52, 277-284.

Chauvel, C., Hofmann, A.W., Vidal, P., 1992. HIMU-EM: The French Polynesian connection. *Earth and Planetary Science Letters* 110, 99-119.

Chauvel, C., Goldstein, S.L., Hofmann, A.W., 1995. Hydration and dehydration of oceanic crust controls Pb evolution in the mantle. *Chemical Geology* 126, 65-75.

Chauvel, C., Blichert-Toft, J., 2001. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 190, 137-151.

Chen, C.Y., Wasserburg, G.J., 1983. The least radiogenic Pb in iron meteorites. Fourteenth Lunar and Planetary Science Conference (Houston, Texas), 103-104 (abstract).

Christensen, B.P., Holm, P.M., Jambon, A., Wilson, J.R., 2001. Helium, argon and lead isotopic composition of volcanics from Santo Antão and Fogo, Cape Verde Islands. *Chemical Geology* 178, 127-142.

Church, A.A., Jones, A.P., 1995. Silicate - Carbonate Immiscibility at Oldoinyo Lengai. *Journal of Petrology* 36, 869-889.

Clague, D.A., Frey, F.A., 1982. Petrology and Trace Element Geochemistry of the Honolulu Volcanics, Oahu: Implications for the Oceanic Mantle below Hawaii. *Journal of Petrology* 23, 447-504.

Class, C., Goldstein, S.L., 2005. Evolution of helium isotopes in the Earth's mantle. *Nature* 436, 1107-1112.

Class, C., le Roex, A.P., 2008. Ce anomalies in Gough Island lavas - Trace element characteristics of a recycled sediment component. *Earth and Planetary Science Letters* 265, 475-486.

Collerson, K.D., Williams, Q., Ewart, A.E., Murphy, D.T., 2010. Origin of HIMU and EM-1 domains sampled by ocean island basalts, kimberlites and carbonatites: The role of CO₂-fluxed lower mantle melting in thermochemical upwellings. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* 181, 112-131.

Coltorti, M., Bonadiman, C., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Pearson, N.J., 2010. Buoyant ancient continental mantle embedded in oceanic lithosphere (Sal Island, Cape Verde Archipelago). *Lithos* 120, 223-233.

Conceição, H., de Lourdes da Silva Rosa, M., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B., Galarza, M.A., Rios, D.C., Marinho, M.M., Menezes, R.C.L., Cunha, M.P., 2009. Petrology of the neoproterozoic Itarantim nepheline syenite batholith, São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *The Canadian Mineralogist* 47, 1527-1550.

Condie, K.C., 1997. The earth's mantle and core. *In: Plate Tectonics and Crustal Evolution*. Butterworth-Heinemann, Oxford, pp. 110-143.

Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., Stock, J., 2003. Three distinct types of hotspots in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 205, 295-308.

Courtney, R.C., White, R.S., 1986. Anomalous heat flow and geoid across the Cape Verde Rise: evidence for dynamic support from a thermal plume in the mantle. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 87, 815-867.

Cousens, B.L., Clague, D.A., Sharp, W.D., 2003. Chronology, chemistry, and origin of trachytes from Hualalai Volcano, Hawaii. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 4, 1078, doi: 10.1029/2003gc000560.

Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin, London, 450 pp.

Crough, S.T., 1978. Thermal origin of mid-plate hot-spot swells. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 55, 451-469.

Crough, S.T., 1982. Geoid height anomalies over the Cape Verde Rise. *Marine Geophysical Researches* 5, 263-271.

Crough, S.T., 1983. Hotspot Swells. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 11, 165-193.

Czuppon, G., Matsumoto, T., Handler, M.R., Matsuda, J.-i., 2009. Noble gases in spinel peridotite xenoliths from Mt Quincan, North Queensland, Australia: Undisturbed MORB-type noble gases in the subcontinental lithospheric mantle. *Chemical Geology* 266, 19-28.

Dalpé, C., Baker, D.R., 1994. Partition Coefficients for Rare-Earth Elements Between Calcic Amphibole and Ti-Rich Basanitic Glass at 1.5 GPa, 1100°C. *Mineralogical Magazine* 58A, 207-208.

Dalton, J.A., Wood, B.J., 1993. The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wallrock reaction in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 119, 511-525.

Dalton, J.A., Presnall, D.C., 1998. Carbonatitic melts along the solidus of model lherzolite in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-CO₂ from 3 to 7 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 131, 123-135.

Dasgupta, R., Hirschmann, M.M., Dellas, N., 2005. The effect of bulk composition on the solidus of carbonated eclogite from partial melting experiments at 3 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 149, 288-305.

Dasgupta, R., Hirschmann, M.M., Stalker, K., 2006. Immiscible Transition from Carbonate-rich to Silicate-rich Melts in the 3 GPa Melting Interval of Eclogite + CO₂ and Genesis of Silica-undersaturated Ocean Island Lavas. *Journal of Petrology* 47, 647-671.

Dasgupta, R., Hirschmann, M.M., Smith, N.D., 2007. Partial Melting Experiments of Peridotite + CO₂ at 3 GPa and Genesis of Alkalic Ocean Island Basalts. *Journal of Petrology* 48, 2093-2124.

Dasgupta, R., Hirschmann, M.M., 2010. The deep carbon cycle and melting in Earth's interior. *Earth and Planetary Science Letters* 298, 1-13.

Dash, B.P., Ball, M.M., King, G.A., Butler, L.W., Rona, P.A., 1976. Geophysical investigation of the Cape Verde archipelago. *Journal of Geophysical Research* 81, 5249-5259.

Davaille, A., Stutzmann, E., Silveira, G., Besse, J., Courtillot, V., 2005. Convective patterns under the Indo-Atlantic «box». *Earth and Planetary Science Letters* 239, 233-252.

David, K., Schiano, P., Allègre, C.J., 2000. Assessment of the Zr/Hf fractionation in oceanic basalts and continental materials during petrogenetic processes. *Earth and Planetary Science Letters* 178, 285-301.

Davidson, J.P., Wilson, I.R., 1989. Evolution of an alkali basalt - trachyte suite from Jebel Marra volcano, Sudan, through assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 95, 141-160.

Davies, G.F., 1999. Geophysically constrained mantle mass flows and the ⁴⁰Ar budget: a degassed lower mantle? *Earth and Planetary Science Letters* 166, 149-162.

Davies, G.R., Cliff, R.A., Norry, M.J., Gerlach, D.C., 1989. A combined chemical and Pb-Sr-Nd isotope study of the Azores and Cape Verde hot-spots: the geodynamic implications. Geological Society, London, Special Publications 42, 231-255.

Davies, G.R., Stolz, A.J., Mahotkin, I.L., Nowell, G.M., Pearson, D.G., 2006. Trace Element and Sr-Pb-Nd-Hf Isotope Evidence for Ancient, Fluid-Dominated Enrichment of the Source of Aldan Shield Lamproites. *Journal of Petrology* 47, 1119-1146.

Dawson, J.B., Smith, J.V., Steele, I.M., 1992. 1966 ash eruption of the carbonatite volcano Oldoinyo Lengai: mineralogy of lapilli and mixing of silicate and carbonate magmas. *Mineralogical Magazine* 56, 1-16.

Dawson, J.B., Pinkerton, H., Pyle, D.M., Nyamweru, C., 1994. June 1993 eruption of Oldoinyo Lengai, Tanzania: Exceptionally viscous and large carbonatite lava flows and evidence for coexisting silicate and carbonate magmas. *Geology* 22, 799-802.

Dawson, J.B., Pyle, D.M., Pinkerton, H., 1996. Evolution of Natrocarbonatite from a Wollastonite Nephelinite Parent: Evidence from the June, 1993 Eruption of Oldoinyo Lengai, Tanzania. *The Journal of Geology* 104, 41-54.

Day, S.J., Heleno da Silva, S.I.N., Fonseca, J.F.B.D., 1999. A past giant lateral collapse and present-day flank instability of Fogo, Cape Verde Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 94, 191-218.

de Ignacio, C., Muñoz, M., Sagredo, J., Fernández-Santín, S., Johansson, Å., 2006. Isotope geochemistry and FOZO mantle component of the alkaline-carbonatitic association of Fuerteventura, Canary Islands, Spain. *Chemical Geology* 232, 99-113.

de Ignacio, C., 2008. Caracterización Petroológica y Evolución Geoquímica de la asociación alcalino-carbonatítica del NW de la isla de Fuerteventura. (Universidad Complutense de Madrid), 533 pp. Dissertação de Doutoramento.

de Ignacio, C., Muñoz, M., Sagredo, J., 2012. Carbonatites and associated nephelinites from São Vicente, Cape Verde Islands. *Mineralogical Magazine* 76, 311-355.

de Paepe, P., Klerkx, J., Hertogen, J., Plinke, P., 1974. Oceanic tholeiites on the Cape Verde Islands: petrochemical and geochemical evidence. *Earth and Planetary Science Letters* 22, 347-354.

Decker, R.W., Wright, T.L., Stauffer, P.H., 1987. Volcanism in Hawaii. U.S. Geological Survey Professional Paper, U.S., 1350 pp.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1966. An introduction to the rock-forming minerals. Longman, London, 212 pp.

Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. Minerais constituintes das rochas - uma introdução, 2ª ed. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 727 pp.

Deines, P., 2002. The carbon isotope geochemistry of mantle xenoliths. *Earth-Science Reviews* 58, 247-278.

Della Ventura, G., Bellatreccia, F., Williams, C.T., 1999. Zr- and LREE-rich titanite from Tre Croci, Vico volcanic complex (Latium, Italy). *Mineralogical Magazine* 63, 123-130.

DePaolo, D.J., Wasserburg, G.J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters* 3, 249-252.

DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 53, 189-202.

Devey, C.W., Lackschewitz, K.S., Mertz, D.F., Mertz, D.F., Bourdon, B., Cheminee, J., Dubois, J., Guivel, C., Hekinian, R., Stoffers, P., 2001. Evidence for preferential melting of the enriched components in Polynesian plumes. *EOS Transactions, American Geophysical Union*, 82 (47), Fall Meeting, Supplement, V51C-1025 (abstract).

Dollase, W.A., Thomas, W.M., 1978. The crystal chemistry of silica-rich, alkali-deficient nepheline. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 66, 311-318.

Dosso, L., Bougault, H., Joron, J.-L., 1993. Geochemical morphology of the North Mid-Atlantic Ridge, 10°-24°N: Trace element-isotope complementarity. *Earth and Planetary Science Letters* 120, 443-462.

Doucance, R., Escrig, S., Moreira, M., Gariépy, C., Kurz, M.D., 2003. Pb-Sr-He isotope and trace element geochemistry of the Cape Verde Archipelago. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 3717-3733.

Doucance, R., Hammouda, T., Moreira, M., Martins, J.C., 2010. Geochemical constraints on depth of origin of oceanic carbonatites: The Cape Verde case. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 7261-7282.

Droop, G.T.R., 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine* 51, 431-435.

Duncan, R.A., Keller, R.A., 2004. Radiometric ages for basement rocks from the Emperor Seamounts, ODP Leg 197. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 5, Q08L03, doi: 10.1029/2004gc000704.

Duprat, H.I., Friis, J., Holm, P.M., Grandvuinet, T., Sørensen, R.V., 2007. The volcanic and geochemical development of São Nicolau, Cape Verde Islands: Constraints from field and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 162, 1-19.

Dyar, M.D., 1987. A review of Moessbauer data on trioctahedral micas; evidence for tetrahedral Fe^{3+} and cation ordering. *American Mineralogist* 72, 102-112.

Dyhr, C.T., Holm, P.M., 2010. A volcanological and geochemical investigation of Boa Vista, Cape Verde Islands; $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and field constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 189, 19-32.

Dymek, R.F., 1983. Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses, West Greenland. *American Mineralogist* 68, 880-899.

Eby, G.N., Woolley, A.R., Din, V., Platt, G., 1998. Geochemistry and Petrogenesis of Nepheline Syenites: Kasungu-Chipala, Ilomba, and Ulindi Nepheline Syenite Intrusions, North Nyasa Alkaline Province, Malawi. *Journal of Petrology* 39, 1405-1424.

Edgar, A.D., 1963. Studies on cancrinites: II. Stability fields and cell dimensions of calcium and potassium-rich cancrinites. *The Canadian Mineralogist* 8, 53-67.

Eggler, D.H., 1989. Carbonatites, primary melts and mantle dynamics. *In*: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 561-579.

Eisele, J., Sharma, M., Galer, S.J.G., Blichert-Toft, J., Devey, C.W., Hofmann, A.W., 2002. The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot. *Earth and Planetary Science Letters* 196, 197-212.

Ellam, R.M., 1992. Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology* 20, 153-156.

Elliott, T., 1997. Fractionation of U and Th during mantle melting: a reprise. *Chemical Geology* 139, 165-183.

Elliott, T., Zindler, A., Bourdon, B., 1999. Exploring the kappa conundrum: the role of recycling in the lead isotope evolution of the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 169, 129-145.

Escrig, S., Doucelance, R., Moreira, M., Allègre, C.J., 2005. Os isotope systematics in Fogo Island: Evidence for lower continental crust fragments under the Cape Verde Southern Islands. *Chemical Geology* 219, 93-113.

Fall, A., Bodnar, R.J., Szabó, C., Pál-Molnár, E., 2007. Fluid evolution in the nepheline syenites of the Ditrău Alkaline Massif, Transylvania, Romania. *Lithos* 95, 331-345.

Farley, K.A., Craig, H., 1992. Mantle Plumes and Mantle Sources. *Science* 258, 821.

Faure, G., Hurley, P.M., 1963. The Isotopic Composition of Strontium in Oceanic and Continental Basalts: Application to the Origin of Igneous Rocks. *Journal of Petrology* 4, 31-50.

Faure, G., Mensing, T.M., 2005. *Isotopes: Principles and Applications*. John Wiley & Sons, New Jersey, 928 pp.

Feldstein, S.N., Lange, R.A., Vennemann, T., O'Neil, J.R., 1996. Ferric-ferrous ratios, H₂O contents and D/H ratios of phlogopite and biotite from lavas of different tectonic regimes. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 126, 51-66.

Fleck, R.J., Sutter, J.F., Elliot, D.H., 1977. Interpretation of discordant ⁴⁰Ar/³⁹Ar age-spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 41, 15-32.

Foeken, J.P.T., Day, S., Stuart, F.M., 2009. Cosmogenic ³He exposure dating of the Quaternary basalts from Fogo, Cape Verdes: Implications for rift zone and magmatic reorganisation. *Quaternary Geochronology* 4, 37-49.

Foley, S.F., Yaxley, G.M., Rosenthal, A., Buhre, S., Kiseeva, E.S., Rapp, R.P., Jacob, D.E., 2009. The composition of near-solidus melts of peridotite in the presence of CO₂ and H₂O between 40 and 60 kbar. *Lithos* 112, 274-283.

Fonseca, J.F.B.D., Faria, B.V.E., Lima, N.P., Heleno, S.I.N., Lazaro, C., d'Oreye, N.F., Ferreira, A.M.G., Barros, I.J.M., Santos, P., Bandomo, Z., Day, S.J., Osorio, J.P., Baio, M., Matos, J.L.G., 2003. Multiparameter monitoring of Fogo Island, Cape Verde, for volcanic risk mitigation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 125, 39-56.

Ford, C.E., Russell, D.G., Craven, J.A., Fisk, M.R., 1983. Olivine-Liquid Equilibria: Temperature, Pressure and Composition Dependence of the Crystal/Liquid Cation Partition Coefficients for Mg, Fe²⁺, Ca and Mn. *Journal of Petrology* 24, 256-266.

Forte, A.M., Quéré, S., Moucha, R., Simmons, N.A., Grand, S.P., Mitrovica, J.X., Rowley, D.B., 2010. Joint seismic-geodynamic-mineral physical modelling of African geodynamics: A reconciliation of deep-mantle convection with surface geophysical constraints. *Earth and Planetary Science Letters* 295, 329-341.

Foulger, G.R., 2002. Plumes, or plate tectonic processes? *Astronomy & Geophysics* 43, 6.19-16.24.

Foulger, G.R., 2010. *Plates vs Plumes: A Geological Controversy*. Wiley-Blackwell, Chichester, U.K., 364 pp.

Fourcade, E., Azéma, J., de Wever, P., Busnardo, R., 1990. Contribution à la datation de la croûte océanique de l'Atlantique central: âge valanginien inférieur des basaltes océaniques et âge néocomien des calcaires Maiolica de Maio (Iles du Cap Vert). *Marine Geology* 95, 31-44.

Fraser, K.J., Hawkesworth, C.J., Erlank, A.J., Mitchell, R.H., Scott-Smith, B.H., 1985. Sr, Nd and Pb isotope and minor element geochemistry of lamproites and kimberlites. *Earth and Planetary Science Letters* 76, 57-70.

Freestone, I.C., Hamilton, D.L., 1980. The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites - An experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, 105-117.

Freundt, A., Schmincke, H.-U., 1995. Petrogenesis of rhyolite-trachyte-basalt composite ignimbrite P1, Gran Canaria, Canary Islands. *Journal of Geophysical Research* 100, 455-474.

Frey, F.A., Green, D.H., Roy, S.D., 1978. Integrated Models of Basalt Petrogenesis: A Study of Quartz Tholeiites to Olivine Melilitites from South Eastern Australia Utilizing Geochemical and Experimental Petrological Data. *Journal of Petrology* 19, 463-513.

Friedman, G.M., 1959. Identification of carbonate minerals by staining methods. *Journal of Sedimentary Research* 29, 87-97.

Fujinawa, A., Green, T.H., 1997. Partitioning behaviour of Hf and Zr between amphibole, clinopyroxene, garnet and silicate melts at high pressure. *European Journal of Mineralogy* 9, 379-391.

Füri, E., Hilton, D.R., Halldórsson, S.A., Barry, P.H., Hahm, D., Fischer, T.P., Grönvold, K., 2010. Apparent decoupling of the He and Ne isotope systematics of the Icelandic mantle: The role of He depletion, melt mixing, degassing fractionation and air interaction. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 3307-3332.

Fúster, J.M., Aguilar, M., 1965. Nota previa sobre la Geología del Macizo de Betancuria, Fuerteventura (Islas Canarias). *Estudios Geológicos*, Vol. XXI, 181-197.

Fúster, J.M., Cendrero, A., Gastesi, P., Ibarrola, E., López-Ruiz, J., 1968. *Geología y Volcanología de las Islas Canarias: Fuerteventura*. Instituto Lucas Mallada, CSIC, 239 pp.

Galer, S.J.G., O'Nions, R.K., 1985. Residence time of thorium, uranium and lead in the mantle with implications for mantle convection. *Nature* 316, 778-782.

Gaspar, J.C., 1989. Geologie et mineralogie du complexe carbonatitique de Jacupiranga, Bresil. (Universite d'Orleans). Dissertação de Doutorado.

Gast, P.W., Tilton, G.R., Hedge, C., 1964. Isotopic Composition of Lead and Strontium from Ascension and Gough Islands. *Science* 145, 1181-1185.

Gautheron, C., Moreira, M., Allègre, C., 2005. He, Ne and Ar composition of the European lithospheric mantle. *Chemical Geology* 217, 97-112.

Geldmacher, J., Hoernle, K., Klügel, A., van den Bogaard, P., Bindeman, I., 2008. Geochemistry of a new enriched mantle type locality in the northern hemisphere: Implications for the origin of the EM-I source. *Earth and Planetary Science Letters* 265, 167-182.

George, R.M., Rogers, N.W., 2002. Plume dynamics beneath the African plate inferred from the geochemistry of the Tertiary basalts of southern Ethiopia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144, 286-304.

Gerlach, D.C., Cliff, R.A., Davies, G.R., Norry, M., Hodgson, N., 1988. Magma sources of the Cape Verdes archipelago: Isotopic and trace element constraints. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 2979-2992.

Gerling, E.K., 1942. Age of the Earth according to radioactive data. *Comptes Rendus (Doklady) de l'Academie des Sciences de l'URSS* 34, 259-261.

Glaser, S.M., Foley, S.F., Günther, D., 1999. Trace element compositions of minerals in garnet and spinel peridotite xenoliths from the Vitim volcanic field, Transbaikalia, eastern Siberia. *Lithos* 48, 263-285.

Goldschmidt, V.M., 1937. The principles of distribution of chemical elements in minerals and rocks. *Journal of the Chemical Society* 140, 655-673.

Gonnermann, H.M., Mukhopadhyay, S., 2007. Non-equilibrium degassing and a primordial source for helium in ocean-island volcanism. *Nature* 449, 1037-1040.

Graham, D.W., 2002. Noble Gas Isotope Geochemistry of Mid-Ocean Ridge and Ocean Island Basalts: Characterization of Mantle Source Reservoirs. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 47, 247-317.

Green, D.H., Ringwood, A.E., 1963. Mineral assemblages in a model mantle composition. *Journal of Geophysical Research* 68, 937-945.

Green, T.H., Pearson, N.J., 1987. An experimental study of Nb and Ta partitioning between Ti-rich minerals and silicate liquids at high pressure and temperature. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 55-62.

Grégoire, M., Moine, B.N., O'Reilly, S.Y., Cottin, J.Y., Giret, A., 2000. Trace Element Residence and Partitioning in Mantle Xenoliths Metasomatized by Highly Alkaline, Silicate- and Carbonate-rich Melts (Kerguelen Islands, Indian Ocean). *Journal of Petrology* 41, 477-509.

Grégoire, M., Bell, D.R., Le Roex, A.P., 2003. Garnet Lherzolites from the Kaapvaal Craton (South Africa): Trace Element Evidence for a Metasomatic History. *Journal of Petrology* 44, 629-657.

Grevenmeyer, I., 1999. Isostatic geoid anomalies over mid-plate swells in the Central North Atlantic. *Journal of Geodynamics* 28, 41-50.

Grunau, H.R., Lehner, P., Cleintuar, M.R., Allenbach, P., Bakker, G., 1975. New radiometric ages and seismic data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands) & São Tome (Gulf of Guinea). *In: Progress in Geodynamics*. Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences, Amsterdam, pp. 90-118.

Gudfinnsson, G.H., Presnall, D.C., 2005. Continuous Gradations among Primary Carbonatitic, Kimberlitic, Melilititic, Basaltic, Picritic, and Komatiitic Melts in Equilibrium with Garnet Lherzolite at 3-8 GPa. *Journal of Petrology* 46, 1645-1659.

Guidotti, C.V., 1984. Micas in metamorphic rocks. *In: Bailey, S.W. (Ed.), Micas*. Mineralogical Society of America and Geochemical Society Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Washington, vol. 13, pp. 357-467.

Guillot, B., Sarda, P., 2006. The effect of compression on noble gas solubility in silicate melts and consequences for degassing at mid-ocean ridges. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 1215-1230.

Hacker, B.R., 2008. H₂O subduction beyond arcs. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 9, Q03001, doi: 03010.01029/02007gc001707.

Haggerty, S.E., 1976. Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. *In: III, D.R. (Ed.), Oxide Minerals*. Reviews in Mineralogy. BookCrafters, Inc., Chelsea, Michigan, USA, vol. 3, pp. H101-L300.

Haggerty, S.E., 1989. Mantle metasomes and the kinship between carbonatites and kimberlites. *In*: Bell, K. (Ed.), Carbonatites: Genesis and Evolution. Unwin Hyman, London, pp. 546-560.

Halliday, A.N., Lee, D.-C., Tommasini, S., Davies, G.R., Paslick, C.R., Godfrey Fitton, J., James, D.E., 1995. Incompatible trace elements in OIB and MORB and source enrichment in the sub-oceanic mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 133, 379-395.

Hamilton, D.L., Bedson, P., Esson, J., 1989. The behaviour of trace elements in the evolution of carbonatites. *In*: Bell, K. (Ed.), Carbonatites: Genesis and Evolution. Unwin Hyman, London, pp. 405-427.

Hammouda, T., 2003. High-pressure melting of carbonated eclogite and experimental constraints on carbon recycling and storage in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 214, 357-368.

Hanan, B.B., Graham, D.W., 1996. Lead and Helium Isotope Evidence from Oceanic Basalts for a Common Deep Source of Mantle Plumes. *Science* 272, 991-995.

Hanyu, T., Kaneoka, I., 1997. The uniform and low $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios of HIMU basalts as evidence for their origin as recycled materials. *Nature* 390, 273-276.

Hanyu, T., Kaneoka, I., Nagao, K., 1999. Noble gas study of HIMU and EM ocean island basalts in the Polynesian region. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 1181-1201.

Hanyu, T., Tatsumi, Y., Kimura, J.-I., 2011. Constraints on the origin of the HIMU reservoir from He-Ne-Ar isotope systematics. *Earth and Planetary Science Letters* 307, 377-386.

Harker, A., 1909. The natural history of igneous rocks Macmillan, New York, 404 pp.

Harris, R.N., McNutt, M.K., 2007. Heat flow on hot spot swells: Evidence for fluid flow. *Journal of Geophysical Research* 112, B03407.

Harrison, D., Barry, T., Turner, G., 2004. Possible diffusive fractionation of helium isotopes in olivine and clinopyroxene phenocrysts. *European Journal of Mineralogy* 16, 213-220.

Harrison, R.J., Dove, M.T., Knight, K.S., Putnis, A., 1999. In situ neutron diffraction study of non-convergent cation ordering in the $(\text{Fe}_3\text{O}_4)_{1-x}(\text{MgAl}_2\text{O}_4)_x$ spinel solid solution. *American Mineralogist* 84, 555-563.

Hart, S., Gaetani, G., 2006. Mantle Pb paradoxes: the sulfide solution. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 152, 295-308.

Hart, S.R., Davis, K.E., 1978. Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth and Planetary Science Letters* 40, 203-219.

Hart, S.R., 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature* 309, 753-757.

Hart, S.R., 1988. Heterogeneous mantle domains: signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 273-296.

Hart, S.R., Hauri, E.H., Oschmann, L.A., Whitehead, J.A., 1992. Mantle Plumes and Entrainment: Isotopic Evidence. *Science* 256, 517-520.

Hauri, E.H., Shimizu, N., Dieu, J.J., Hart, S.R., 1993. Evidence for hotspot-related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle. *Nature* 365, 221-227.

Hauri, E.H., Whitehead, J.A., Hart, S.R., 1994. Fluid dynamic and geochemical aspects of entrainment in mantle plumes. *Journal of Geophysical Research* 99, 24275-24300.

Hauri, E.H., 2002. Osmium Isotopes and Mantle Convection. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 360, 2371-2382.

Haxby, W., Turcotte, D.L., 1978. On Isostatic Geoid Anomalies. *Journal of Geophysical Research* 83, 5473-5478.

Hay, D.E., Wendlandt, R.F., Wendlandt, E.D., 1995. The origin of Kenya rift plateau-type flood phonolites: Evidence from geochemical studies for fusion of lower crust modified by alkali basaltic magmatism. *Journal of Geophysical Research* 100, 411-422.

Hayes, D.E., Rabinowitz, P.D., 1975. Mesozoic magnetic lineations and the magnetic quiet zone off northwest Africa. *Earth and Planetary Science Letters* 28, 105-115.

Heber, V.S., Brooker, R.A., Kelley, S.P., Wood, B.J., 2007. Crystal-melt partitioning of noble gases (helium, neon, argon, krypton, and xenon) for olivine and clinopyroxene. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 1041-1061.

Heleno da Silva, S., Foulger, G.R., Barros, I.J., Querido, A., Walker, A.B., Fonseca, J.D., 1997. Seismic activity in Fogo and Brava island, Cape Verde. *Proceedings of the internacional*

meeting "A erupção vulcânica de 1995 na Ilha do Fogo, Cabo Verde" (Lisbon), 79-91 (abstract).

Helffrich, G., Faria, B., Fonseca, J.F.B.D., Lodge, A., Kaneshima, S., 2010. Transition zone structure under a stationary hot spot: Cape Verde. *Earth and Planetary Science Letters* 289, 156-161.

Helffrich, G.R., Wood, B.J., 2001. The Earth's mantle. *Nature* 412, 501-507.

Henderson, P., 1984. General geochemical properties and abundances of the rare earth elements. *In*: Henderson, P. (Ed.), *Rare Earth Element Geochemistry - Developments in Geochemistry*. Elsevier Science Ltd, London, pp. 1-32.

Henriques, S.B., 2004. Petrologia e geoquímica das lavas recentes da Ilha de Santo Antão (Cabo Verde). Departamento de Geologia (Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa), 203 pp. Dissertação de Mestrado.

Herzberg, C., 2011. Identification of source lithology in the Hawaiian and Canary Islands: implications for origins. *Journal of Petrology* 52, 113-146.

Hildner, E., Klügel, A., Hauff, F., 2011. Magma storage and ascent during the 1995 eruption of Fogo, Cape Verde Archipelago. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 1-22.

Hill, R., Roeder, P.L., 1974. The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. *The Journal of Geology* 82, 709-729.

Hilton, D.R., Hammerschmidt, K., Teufel, S., Friedrichsen, H., 1993. Helium isotope characteristics of Andean geothermal fluids and lavas. *Earth and Planetary Science Letters* 120, 265-282.

Hilton, D.R., Fischer, T.P., Marty, B., 2002. Noble Gases and Volatile Recycling at Subduction Zones. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 47, 319-370.

Hirose, K., 1997. Partial melt compositions of carbonated peridotite at 3 GPa and role of CO₂ in alkali-basalt magma generation. *Geophysical Research Letters* 24, 2837-2840.

Hirose, K., 2002. Phase transitions in pyrolitic mantle around 670-km depth: Implications for upwelling of plumes from the lower mantle. *Journal of Geophysical Research* 107, 2078.

Hirschmann, M.M., Stolper, E.M., 1996. A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the "garnet signature" in MORB. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 124, 185-208.

Hirschmann, M.M., Kogiso, T., Baker, M.B., Stolper, E.M., 2003. Alkalic magmas generated by partial melting of garnet pyroxenite. *Geology* 31, 481-484.

Hoernle, K., Tilton, G., Schmincke, H.-U., 1991. Sr-Nd-Pb isotopic evolution of Gran Canaria: Evidence for shallow enriched mantle beneath the Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters* 106, 44-63.

Hoernle, K., Tilton, G., Le Bas, M., Duggen, S., Garbe-Schönberg, D., 2002. Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142, 520-542.

Hoffmann, D.L., Spötl, C., Mangini, A., 2009. Micromill and in situ laser ablation sampling techniques for high spatial resolution MC-ICPMS U-Th dating of carbonates. *Chemical Geology* 259, 253-261.

Hofmann, A.W., White, W.M., 1982. Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 57, 421-436.

Hofmann, A.W., Jochum, K.P., Seufert, M., White, W.M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 79, 33-45.

Hofmann, A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust, and oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters* 90, 297-314.

Hofmann, A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* 385, 219-229.

Hofmann, A.W., 2003. Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements. *In: Heinrich, D.H., Karl, K.T. (Eds.), Treatise on Geochemistry*. Pergamon, Oxford, pp. 61-101.

Hogarth, D.D., 1989. Pyrochlore, apatite and amphibole: distinctive minerals in carbonatite. *In: Bell, K. (Ed.), Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 105-148.

Holland, G., Ballentine, C.J., 2006. Seawater subduction controls the heavy noble gas composition of the mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, A259-A259.

Holm, P.M., Sørensen, R.V., 2006. The volcanic rocks of São Nicolau: Isotopic evidence for the inhomogeneity of the Cape Verde mantle plume. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, A260-A260.

Holm, P.M., Wilson, J.R., Christensen, B.P., Hansen, L., Hansen, S.L., Hein, K.M., Mortensen, A.K., Pedersen, R., Plesner, S., Runge, M.K., 2006. Sampling the Cape Verde Mantle Plume: Evolution of Melt Compositions on Santo Antão, Cape Verde Islands. *Journal of Petrology* 47, 145-189.

Holm, P.M., Grandvuinet, T., Friis, J., Wilson, J.R., Barker, A.K., Plesner, S., 2008. An ^{40}Ar - ^{39}Ar study of the Cape Verde hot spot: Temporal evolution in a semistationary plate environment. *Journal of Geophysical Research* 113, 1-22.

Holmes, A., 1946. An estimate of the age of the earth. *Nature* 157, 680-684.

Houtermans, F.G., 1946. Die Isotopenhäufigkeiten im Naturalischen blei und das alter des Urans. *Naturwissenschaften* 33, 185-186.

Huang, S., Frey, F.A., Blichert-Toft, J., Fodor, R.V., Bauer, G.R., Xu, G., 2005. Enriched components in the Hawaiian plume: Evidence from Kahoolawe Volcano, Hawaii. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 6, Q11006, doi: 11010.11029/12005gc001012.

Humphreys, E.R., Niu, Y., 2009. On the composition of ocean island basalts (OIB): The effects of lithospheric thickness variation and mantle metasomatism. *Lithos* 112, 118-136.

Hunter, R.H., McKenzie, D., 1989. The equilibrium geometry of carbonate melts in rocks of mantle composition. *Earth and Planetary Science Letters* 92, 347-356.

Ionov, D., 1998. Trace Element Composition of Mantle-derived Carbonates and Coexisting Phases in Peridotite Xenoliths from Alkali Basalts. *Journal of Petrology* 39, 1931-1941.

Ionov, D., 2004. Chemical Variations in Peridotite Xenoliths from Vitim, Siberia: Inferences for REE and Hf Behaviour in the Garnet-Facies Upper Mantle. *Journal of Petrology* 45, 343-367.

Ionov, D.A., O'Reilly, S.Y., Genshaft, Y.S., Kopylova, M.G., 1996. Carbonate-bearing mantle peridotite xenoliths from Spitsbergen: phase relationships, mineral compositions and trace-element residence. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 125, 375-392.

Ionov, D.A., Bodinier, J.-L., Mukasa, S.B., Zanetti, A., 2002. Mechanisms and Sources of Mantle Metasomatism: Major and Trace Element Compositions of Peridotite Xenoliths from Spitsbergen in the Context of Numerical Modelling. *Journal of Petrology* 43, 2219-2259.

Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8, 523-548.

Irving, A.J., 1978. A review of experimental studies of crystal/liquid trace element partitioning. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 743-770.

Ivy-Ochs, S., Kober, F., 2008. Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. *Journal of Quaternary Science* 57, 157-189.

Jackson, M.G., Dasgupta, R., 2008. Compositions of HIMU, EM1, and EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 276, 175-186.

Jackson, M.G., Kurz, M.D., Hart, S.R., 2009. Helium and neon isotopes in phenocrysts from Samoan lavas: Evidence for heterogeneity in the terrestrial high $^3\text{He}/^4\text{He}$ mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 287, 519-528.

Jackson, M.G., Carlson, R.W., Kurz, M.D., Kempton, P.D., Francis, D., Blusztajn, J., 2010. Evidence for the survival of the oldest terrestrial mantle reservoir. *Nature* 466, 853-856.

Jackson, M.G., Carlson, R.W., 2012. Homogeneous superchondritic $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ in the mid-ocean ridge basalt and ocean island basalt mantle. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 13, Q06011, doi:06010.01029/02012GC004114.

Jacobsen, S.B., Wasserburg, G.J., 1980. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth and Planetary Science Letters* 50, 139-155.

Jacobsen, S.B., Ranen, M.C., Petaev, M.I., Remo, J.L., O'Connell, R.J., Sasselov, D.D., 2008. Isotopes as clues to the origin and earliest differentiation history of the Earth. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 366, 4129-4162.

Jambon, A., Weber, H., Braun, O., 1986. Solubility of He, Ne, Ar, Kr and Xe in a basalt melt in the range 1250-1600°C. Geochemical implications. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 50, 401-408.

Janney, P.E., Castillo, P.R., 2001. Geochemistry of the oldest Atlantic oceanic crust suggests mantle plume involvement in the early history of the central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 192, 291-302.

Jarrard, R.D., 2003. Subduction fluxes of water, carbon dioxide, chlorine, and potassium. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 4, 8905, doi: 8910.1029/2002gc000392.

Jephcoat, A.P., 1998. Rare-gas solids in the Earth's deep interior. *Nature* 393, 355-358.

Jochum, K.P., Hofmann, A.W., Ito, E., Seufert, H.M., White, W.M., 1983. K, U and Th in mid-ocean ridge basalt glasses and heat production, K/U and K/Rb in the mantle. *Nature* 306, 431-436.

Johnson, K.T.M., 1994. Experimental cpx/and garnet/melt partitioning of REE and other trace elements at high pressures: Petrogenetic implications. *Mineralogical Magazine* 58A, 454-455.

Jørgensen, J.Ø., Holm, P.M., 2002. Temporal variation and carbonatite contamination in primitive ocean island volcanics from São Vicente, Cape Verde Islands. *Chemical Geology* 192, 249-267.

Karato, S.-i., Rama Murthy, V., 1997. Core formation and chemical equilibrium in the Earth - I. Physical considerations. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* 100, 61-79.

Kaszuba, J.P., Wendlandt, R.F., 2000. Effect of carbon dioxide on dehydration melting reactions and melt compositions in the lower crust and the origin of alkaline rocks. *Journal of Petrology* 41, 363-386.

Kay, R.W., Mahlburg Kay, S., 1993. Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics* 219, 177-189.

Kelley, K.A., Plank, T., Ludden, J., Staudigel, H., 2003. Composition of altered oceanic crust at ODP Sites 801 and 1149. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 4, 8910, doi:8910.1029/2002GC000435.

Kelley, K.A., Plank, T., Farr, L., Ludden, J., Staudigel, H., 2005. Subduction cycling of U, Th, and Pb. *Earth and Planetary Science Letters* 234, 369-383.

Kelley, S., 2002. K-Ar and Ar-Ar Dating. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 47, 785-818.

King, S.D., Anderson, D.L., 1998. Edge-driven convection. *Earth and Planetary Science Letters* 160, 289-296.

King, S.D., Ritsema, J., 2000. African Hot Spot Volcanism: Small-Scale Convection in the Upper Mantle Beneath Cratons. *Science* 290, 1137-1140.

Kinzler, R.J., Grove, T.L., Recca, S.I., 1990. An experimental study on the effect of temperature and melt composition on the partitioning of nickel between olivine and silicate melt. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 1255-1265.

Kipfer, R., Aeschbach-Hertig, W., Peeters, F., Stute, M., 2002. Noble Gases in Lakes and Ground Waters. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 47, 615-700.

Kjarsgaard, B., Peterson, T., 1991. Nephelinite-carbonatite liquid immiscibility at Shombole volcano, East Africa: Petrographic and experimental evidence. *Mineralogy and Petrology* 43, 293-314.

Kjarsgaard, B.A., Hamilton, D.L., 1988. Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites. *Mineralogical Magazine* 52, 43-55.

Kjarsgaard, B.A., Hamilton, D.L., 1989. The genesis of carbonatites by immiscibility. *In*: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 388-404.

Kjarsgaard, B.A., Hamilton, D.L., Peterson, T.D., 1995. Peralkaline nephelinite/carbonatite liquid immiscibility: comparison of phase compositions in experiments and natural lavas from Oldoinyo Lengai. *In*: Bell, K., Keller, J. (Eds.), *Carbonatite Volcanism: Oldoinyo Lengai and the petrogenesis of natrocarbonatites*. IAVCEI Proceedings in Volcanology. Springer-Verlag, Berlin, vol. 4, pp. 163-190.

Kjarsgaard, B.A., 1998. Phase relations of a Carbonated High-CaO Nephelinite at 0.2 and 0.5 GPa. *Journal of Petrology* 39, 2061-2075.

Klein, C., Hurlbut, C.S., 1999. *Manual of Mineralogy* (after James D. Dana), 21^a ed. Wiley, New York, 682 pp.

Klemme, S., Dalpe, C., 2003. Trace-element partitioning between apatite and carbonatite melt. *American Mineralogist* 88, 639-646.

Klemme, S., Prowatke, S., Hametner, K., Günther, D., 2005. Partitioning of trace elements between rutile and silicate melts: Implications for subduction zones. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 2361-2371.

Kogarko, L., 1993. Geochemical characteristics of oceanic carbonatites from the Cape Verde Islands. *South African Journal of Geology* 96, 119-125.

Kogarko, L., Henderson, C., Pacheco, H., 1995. Primary Ca-rich carbonatite magma and carbonate-silicate-sulphide liquid immiscibility in the upper mantle. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 121, 267-274.

Kokfelt, T.F., Holm, P.M., Hawkesworth, C.J., Peate, D.W., 1998. A lithospheric mantle source for the Cape Verde Island magmatism: trace element and isotopic evidence from the island of Fogo. *Mineralogical Magazine (Goldschmidt)*, 801-802 (abstract).

Koppers, A.A.P., 2002. ArArCALC - software for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age calculations. *Computers & Geosciences* 28, 605-619.

Koster van Groos, A.F., Wyllie, P.J., 1963. Experimental data bearing on the role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites. *Nature* 199, 801-802.

Kuiper, Y.D., 2002. The interpretation of inverse isochron diagrams in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth and Planetary Science Letters* 203, 499-506.

Kuno, H., 1966. Lateral variation of basalt magma type across continental margins and Island Arcs. *Bulletin of Volcanology* 29, 195-222.

Kurz, M.D., Jenkins, W.J., Hart, S.R., 1982a. Helium isotopic systematics of oceanic islands and mantle heterogeneity. *Nature* 297, 43-47.

Kurz, M.D., Jenkins, W.J., Schilling, J.G., Hart, S.R., 1982b. Helium isotopic variations in the mantle beneath the central North Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 58, 1-14.

Kurz, M.D., 1986. Cosmogenic helium in a terrestrial igneous rock. *Nature* 320, 435-439.

-
- Kushiro, I., Mysen, B.O., 2002. A possible effect of melt structure on the Mg-Fe²⁺ partitioning between olivine and melt. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 2267-2272.
- Labrosse, S., Hernlund, J.W., Coltice, N., 2007. A crystallizing dense magma ocean at the base of the Earth's mantle. *Nature* 450, 866-869.
- Lacroix, A., 1927. La constitution lithologique des îles volcaniques de la Polynésie Australe. *Mémoires de l'Académie des Sciences* 5, 1-80.
- Lalonde, A.E., Rancourt, D.G., Chao, G.Y., 1996. Fe-bearing trioctahedral micas from Mont Saint-Hilaire, Quebec, Canada. *Mineralogical Magazine* 60, 447-460.
- Lancelot, J.R., Allegre, C.J., 1974. Origin of carbonatitic magma in the light of the Pb-U-Th isotope system. *Earth and Planetary Science Letters* 22, 233-238.
- Langmuir, C.H., Vocke Jr, R.D., Hanson, G.N., Hart, S.R., 1978. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 37, 380-392.
- Lanphere, M.A., Brent Dalrymple, G., 1971. A test of the ⁴⁰Ar/³⁹Ar age spectrum technique on some terrestrial materials. *Earth and Planetary Science Letters* 12, 359-372.
- Laske, G., Morgan, J.P., Orcutt, J.A., 2007. The Hawaiian SWELL pilot experiment—Evidence for lithosphere rejuvenation from ocean bottom surface wave data. *Geological Society of America Special Papers* 430, 209-233.
- Lassiter, J.C., 2004. Role of recycled oceanic crust in the potassium and argon budget of the Earth: Toward a resolution of the “missing argon” problem. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 5, Q11012, doi:10.1029/12004GC000711.
- LaTourrette, T., Hervig, R.L., Holloway, J.R., 1995. Trace element partitioning between amphibole, phlogopite, and basanite melt. *Earth and Planetary Science Letters* 135, 13-30.
- Le Bas, M.J., 1981. Carbonatite magmas. *Mineralogical Magazine* 44, 133-140.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A Chemical Classification of Volcanic Rocks Based on the Total Alkali-Silica Diagram. *Journal of Petrology* 27, 745-750.
-

Le Maître, R.W., 2002. Igneous Rocks. A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks, 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge, 236 pp.

Le Roex, A.P., Cliff, R.A., Adair, B.J.I., 1990. Tristan da Cunha, South Atlantic: Geochemistry and Petrogenesis of a Basanite-Phonolite Lava Series. *Journal of Petrology* 31, 779-812.

Le Roex, A.P., Bell, D.R., Davis, P., 2003. Petrogenesis of Group I Kimberlites from Kimberley, South Africa: Evidence from Bulk-rock Geochemistry. *Journal of Petrology* 44, 2261-2286.

Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W., Guo Youzhi, 1997. Nomenclature of amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist* 82, 1019-1037.

Lee, C.-T.A., Luffi, P., Hoink, T., Li, J., Dasgupta, R., Hernlund, J., 2010. Upside-down differentiation and generation of a "primordial" lower mantle. *Nature* 463, 930-933.

Lee, J.-Y., Marti, K., Severinghaus, J.P., Kawamura, K., Yoo, H.-S., Lee, J.B., Kim, J.S., 2006. A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 4507-4512.

Lee, W.-J., Wyllie, P.J., 1996. Liquid Immiscibility in the Join $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaCO}_3$ to 2.5 GPa and the Origin of Calciocarbonatite Magmas. *Journal of Petrology* 37, 1125-1152.

Lee, W.-J., Wyllie, P.J., 1997. Liquid Immiscibility in the Join $\text{NaAlSiO}_4\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-CaCO}_3$ at 1 GPa: Implications for Crustal Carbonatites. *Journal of Petrology* 38, 1113-1135.

Lee, W.-J., Wyllie, P.J., 1998a. Petrogenesis of Carbonatite Magmas from Mantle to Crust, Constrained by the System $\text{CaO-(MgO + FeO*)-(Na}_2\text{O + K}_2\text{O)-(SiO}_2\text{ + Al}_2\text{O}_3\text{ + TiO}_2\text{)-CO}_2$. *Journal of Petrology* 39, 495-517.

Lee, W.-J., Wyllie, P.J., 1998b. Processes of Crustal Carbonatite Formation by Liquid Immiscibility and Differentiation, Elucidated by Model Systems. *Journal of Petrology* 39, 2005-2013.

Lee, W.J., Wyllie, P.J., 1994. Experimental data bearing on liquid immiscibility, crystal fractionation, and the origin of calciocarbonatites and natrocarbonatites. *International Geology Review* 36, 797-819.

Lee, W.J., Fanelli, M.F., Cava, N., Wyllie, P.J., 2000a. Calciocarbonatite and magnesiocarbonatite rocks and magmas represented in the system CaO-MgO-CO₂-H₂O at 0.2 GPa. *Mineralogy and Petrology* 68, 225-256.

Lee, W.J., Huang, W.L., Wyllie, P., 2000b. Melts in the mantle modeled in the system CaO-MgO-SiO₂-CO₂ at 2.7 GPa. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 138, 199-213.

Lee, W.J., Wyllie, P.J., 2000. The system CaO-MgO-SiO₂-CO₂ at 1 GPa, metasomatic wehrlites, and primary carbonatite magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 138, 214-228.

Leeman, W.P., Lindstrom, D.J., 1978. Partitioning of Ni²⁺ between basaltic and synthetic melts and olivines - an experimental study. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 42, 801-816.

Legendre, C., Maury, R.C., Caroff, M., Guillou, H., Cotten, J., Chauvel, C., Bollinger, C., Hemond, C., Guille, G., Blais, S., Rossi, P., Savanier, D., 2005. Origin of Exceptionally Abundant Phonolites on Ua Pou Island (Marquesas, French Polynesia): Partial Melting of Basanites Followed by Crustal Contamination. *Journal of Petrology* 46, 1925-1962.

Li, X., Gotze, H.-J., 2001. Ellipsoid, geoid, gravity, geodesy, and geophysics. *Geophysics* 66, 1660-1668.

Lindsley, D.H., 1976. The crystal chemistry and structure of oxide minerals as exemplified by the Fe-Ti oxides. *In*: III, D.R. (Ed.), *Oxide Minerals. Reviews in Mineralogy*. BookCrafters, Inc., Chelsea, Michigan, USA, vol. 3, pp. L1-L60.

Lockwood, J.P., Hazlett, R.W., 2010. *Volcanoes: Global Perspectives*. Wiley-Blackwell, 552 pp.

Lodge, A., Helffrich, G., 2006. Depleted swell root beneath the Cape Verde Islands. *Geology* 34, 449-452.

López-Ruiz, J., Cebriá, J.M., 1990. *Geoquímica de Los Procesos Magmáticos*. Editorial Rueda S.L., Madrid, 168 pp.

Loucks, R.R., 1990. Discrimination of ophiolitic from nonophiolitic ultramafic-mafic allochthons in orogenic belts by the Al/Ti ratio in clinopyroxene. *Geology* 18, 346-349.

Lowenstern, J.B., Mahood, G.A., 1991. New data on magmatic H₂O contents of pantellerites, with implications for petrogenesis and eruptive dynamics at Pantelleria. *Bulletin of Volcanology* 54, 78-83.

Lowrie, W., 2007. *Fundamentals of Geophysics*, 2nd ed. Cambridge University Press, New York, 393 pp.

Ludington, D.S., Munoz, J.L., 1975. Application of fluor-hydroxyl exchange data to natural micas. *Geological Society of America, Abstracts with Programs* 7, 1179.

Lugmair, G.W., Marti, K., 1978. Lunar initial ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd: Differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 39, 349-357.

Lux, G., 1987. The behavior of noble gases in silicate liquids: Solution, diffusion, bubbles and surface effects, with applications to natural samples. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 51, 1549-1560.

Lyubetskaya, T., Korenaga, J., 2007. Chemical composition of Earth's primitive mantle and its variance: 2. Implications for global geodynamics. *Journal of Geophysical Research* 112, B03212, doi: 10.1029/2005jb004224.

Machado, F., 1967. *Geologia das ilhas de Cabo Verde*. Junta de Investigação do Ultramar, 25 pp.

Machado, F., Azevedo Leme, J., Monjardino, J., 1967. O complexo sienítico-carbonatítico da Ilha Brava, Cabo Verde. *Garcia de Orta* 15, 93-98.

Machado, F., Azevedo Leme, J., Monjardino, J., Seita, M.F., 1968. Carta geológica de Cabo Verde, Notícia explicativa da folha da Ilha Brava e dos Ihéus Secos (na escala 1/50000). *Garcia de Orta* 16, 123-130.

Madeira, J., 2005. The volcanoes of Azores islands: a world-class heritage. IV Internacional Symposium ProGEO on the Conservation of the Geological Heritage, Field Trip Book, European Association for the Conservation of the Geological Heritage/Centro de Geociências da Universidade do Minho, Braga, 104 pp.

Madeira, J., Brum da Silveira, A., 2005. Geomorphic and structural analysis of the Fogo island volcano (Cape Verde). International Workshop on Ocean Island Volcanism (Sal, Cape Verde), 45 (abstract).

Madeira, J., Munhá, J., Tassinari, C.C.G., Mata, J., Brum da Silveira, A., Martins, S., 2005. K/Ar Ages of Carbonatites From the Island of Fogo (Cape Verde). XIV Semana de Geoquímica/VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa (Aveiro, Portugal), 475-478 (abstract).

Madeira, J., Mata, J., Mourão, C., 2006. Volcano-tectonic structure of Brava Island (Cape Verde). VII Congresso Nacional de Geologia (Évora, Portugal), 279-282 (abstract).

Madeira, J., Brum da Silveira, A., Mata, J., Mourão, C., 2008a. Geologic Hazard in Brava Island (Cape Verde). 6º Simpósio de Meteorologia e Geofísica da APMG e 10º Encontro Luso-Espanhol de Meteorologia (Costa da Caparica, Portugal) (abstract).

Madeira, J., Brum da Silveira, A., Mata, J., Mourão, C., Martins, S., 2008b. The role of mass movements on the geomorphologic evolution of island volcanoes: examples from Fogo and Brava in the Cape Verde archipelago. *Comunicações Geológicas* 95, 99-112.

Madeira, J., Mata, J., Mourão, C., Brum da Silveira, A., Martins, S., Ramalho, R., Hoffmann, D.L., 2010. Volcano-stratigraphic and structural evolution of Brava Island (Cape Verde) based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Th and field constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 196, 219-235.

Madeira, J., Mata, J., Mourão, C., Brum da Silveira, A., Ramalho, R., 2012. Brava (Cape Verde): Evolution of an Oceanic Island. Proceedings of the MAKAVOL 2012 Conference (El Hierro, Canaries), 10-15 (abstract).

Madureira, P., Moreira, M., Mata, J., Allègre, C.J., 2005. Primitive neon isotopes in Terceira Island (Azores archipelago). *Earth and Planetary Science Letters* 233, 429-440.

Mallik, A., Dasgupta, R., 2012. Reaction between MORB-eclogite derived melts and fertile peridotite and generation of ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 329-330, 97-108.

Maltchik, L.G., 1999. Ecologia de rios intermitentes tropicais. *In*: Pompeo, M.L.M. (Ed.), *Perspectivas da limnologia no Brasil*. União, São Luís, pp. 77-89.

Manhès, G., Minster, J.F., Allègre, C.J., 1978. Comparative uranium-thorium-lead and rubidium-strontium study of the Saint Sèverin amphoterite: consequences for early solar system chronology. *Earth and Planetary Science Letters* 39, 14-24.

Marks, K.M., Sandwell, D.T., 1991. Analysis of Geoid Height Versus Topography for Oceanic Plateaus and Swells Using Nonbiased Linear Regression. *Journal of Geophysical Research* 96, 8045-8055.

Marks, M.A.W., Coulson, I.M., Schilling, J., Jacob, D.E., Schmitt, A.K., Markl, G., 2008. The effect of titanite and other HFSE-rich mineral (Ti-bearing andradite, zircon, eudialyte) fractionation on the geochemical evolution of silicate melts. *Chemical Geology* 257, 153-172.

Martins, S., 2003. Petrologia e geoquímica das lavas da ilha de Santiago (Cabo Verde). Departamento de Geologia (Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa), 233 pp. Dissertação de Mestrado.

Martins, S., Mata, J., Munhá, J., Mendes, M., Maerschalk, C., Caldeira, R., Mattielli, N., 2010. Chemical and mineralogical evidence of the occurrence of mantle metasomatism by carbonate-rich melts in an oceanic environment (Santiago Island, Cape Verde). *Mineralogy and Petrology* 99, 43-65.

Martins, S., 2012. Interação pluma-litosfera em Santiago (Cabo Verde)? Implicações para os modelos de génese magmática das ilhas oceânicas. Departamento de Geologia (Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa), ??? pp. Dissertação de Doutoramento.

Masson, D.G., Le Bas, T.P., Grevemeyer, I., Weinrebe, W., 2008. Flank collapse and large-scale landsliding in the Cape Verde Islands, off West Africa. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 9, Q07015, doi: 07010.01029/02008gc001983.

Mata, J., 1996. Petrologia e geoquímica das lavas da Ilha da Madeira. Departamento de Geologia (Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa), 471 pp. Dissertação de Doutoramento.

Mata, J., Kerrich, R., MacRae, N.D., Wu, T.-U., 1998. Elemental and isotopic (Sr, Nd, and Pb) characteristics of Madeira Island basalts: evidence for a composite HIMU-EM I plume fertilizing lithosphere. *Canada Journal Earth Science* 35, 980-997.

Mata, J., Torres, P.C., Munhá, J., Mendes, M.H., Silva, L.C., 1999. Tectonic controls on the geochemistry of Sal island (Cape Verde). European Union of Geosciences (Strasbourg, France), 348 (abstract).

Mata, J., Munhá, J., 2004. Madeira Island alkaline lava spinels: petrogenetic implications. *Mineralogy and Petrology* 81, 85-111.

Mata, J., Kerrich, R., 2005. Uranium budget at subduction zones: implications for the lead paradoxes. European Geosciences Meeting (Vienna, Austria). *Geophysical Research Abstracts* vol. 7, 0.9002.

Mata, J., Moreira, M., Doucelance, R., Silva, L.C., 2006a. Noble gases isotopic signatures from Cape Verde oceanic carbonatites. EUG, *Geophysical Research Abstract* (Vienne), 07462 (abstract).

Mata, J., Moreira, M., Doucelance, R., Silva, L.C., Martins, S., Mourão, C., Raquin, A., Martins, L., Madureira, P., 2006b. Sr, Nd and noble gases isotopic constraints on the origin of the Cape Verde carbonatites. VII Congresso Nacional de Geologia (Évora, Portugal), 201-203 (abstract).

Mata, J., Moreira, M., Doucelance, R., Silva, L.C., Martins, S., Mourão, C., Raquin, A., Martins, L., Madureira, P., 2006c. Isotopic constraints on the origin of the Cape Verde carbonatites. *Actas do VII Congresso de Geologia* (Estremoz), 201-203 (abstract).

Mata, J., Moreira, M., Mourão, C., Ader, M., Doucelance, R., 2009a. Lower mantle contribution to the genesis of carbonatites: the noble gases and carbon isotopic evidence. European Geosciences Meeting (Vienna, Austria), *Geophysical Research Abstracts*, 10031 (abstract).

Mata, J., Moreira, M., Mourão, C., Doucelance, R., Ader, M., Silva, L.C., Martins, S., 2009b. Noble gases constraints on the origin of the Cape Verde carbonatites: implications for the depth of plume source. Penrose Conference (Plume and their Role in whole mantle convection and recycling) (Ilha do Pico, Açores, Portugal) (abstract).

Mata, J., Martins, S., Mourão, C., Munhá, J., 2010a. The lithosphere influence on the composition of plume magmas at the Cape Verde archipelago. The Meeting of the Americas (Foz do Iguaçu, Brasil) (abstract).

Mata, J., Moreira, M., Doucelance, R., Ader, M., Silva, L.C., 2010b. Noble gas and carbon isotopic signatures of Cape Verde oceanic carbonatites: Implications for carbon provenance. *Earth and Planetary Science Letters* 291, 70-83.

Mata, J., Martins, L., 2010/2011. A evolução do manto: uma perspectiva geoquímica. *Geonovas* 23/24, 97-98.

Matsumoto, T., Chen, Y., Matsuda, J.-I., 2001. Concomitant occurrence of primordial and recycled noble gases in the Earth's mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 185, 35-47.

McKenzie, D., O'Nions, R.K., 1991. Partial Melt Distributions from Inversion of Rare Earth Element Concentrations. *Journal of Petrology* 32, 1021-1091.

McNutt, M., 1988. Thermal and Mechanical Properties of the Cape Verde Rise. *Journal of Geophysical Research* 93, 2784-2794.

Menard, H., 1973. Depth Anomalies and the Bobbing Motion of Drifting Islands. *Journal of Geophysical Research* 78, 5128-5137.

Merrihue, C., Turner, G., 1966. Potassium-Argon Dating by Activation with Fast Neutrons. *Journal of Geophysical Research* 71, 2852-2857.

Merrihue, C.M., 1965. Trace-element determinations and potassium-argon dating by mass spectroscopy of neutron irradiated samples. *EOS Transactions of the American Geophysical Union* 46, 125.

Middlemost, E.A.K., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology* 77, 19-26.

Miller, D.J., Wolff, J.A., Turbeville, B.N., Le Bas, M.J., 1987. Trace element geochemistry of nephelinites and REE-depleted phonolites, Brava, Cape Verde Islands. *EOS Transactions of the American Geophysical Union* 68, 1522.

Miller, K.G., Kominz, M.A., Browning, J.V., Wright, J.D., Mountain, G.S., Katz, M.E., Sugarman, P.J., Cramer, B.S., Christie-Blick, N., Pekar, S.F., 2005. The Phanerozoic Record of Global Sea-Level Change. *Science* 310, 1293-1298.

Millet, M.-A., Doucelance, R., Schiano, P., David, K., Bosq, C., 2008. Mantle plume heterogeneity versus shallow-level interactions: A case study, the São Nicolau Island, Cape Verde archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176, 265-276.

Miranda, R., 2010. Petrogenesis and geochronology of the late Cretaceous alkaline magmatism in the west Iberian margin. Departamento de Geologia (Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa), 487 pp. Dissertação de Doutoramento.

Mirnejad, H., Bell, K., 2006. Origin and Source Evolution of the Leucite Hills Lamproites: Evidence from Sr-Nd-Pb-O Isotopic Compositions. *Journal of Petrology* 47, 2463-2489.

Mitchell-Thomé, R.C., 1976. *Geology of the Middle Atlantic Islands*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, 382 pp.

Mitchell, J.G., 1968. The argon-40/argon-39 method for potassium-argon age determination. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 32, 781-790.

Mitchell, J.G., Le Bas, M.J., Zielonka, J., Furnes, H., 1983. On dating the magmatism of Maio, Cape Verde Islands. *Earth and Planetary Science Letters* 64, 61-76.

Mohapatra, R.K., Honda, M., 2006. "Recycled" volatiles in mantle-derived diamonds - Evidence from nitrogen and noble gas isotopic data. *Earth and Planetary Science Letters* 252, 215-219.

Monnereau, M., Cazenave, A., 1990. Depth and geoid anomalies over oceanic hotspot swells: a global survey. *Journal of Geophysical Research* 95, 15429-15438.

Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F.A., Masters, G., Engdahl, E.R., Hung, S.-H., 2004. Finite-Frequency Tomography Reveals a Variety of Plumes in the Mantle. *Science* 303, 338-343.

Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F.A., Masters, G., 2006. A catalogue of deep mantle plumes: New results from finite-frequency tomography. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 7, Q11007, doi:10.1029/2006GC001248.

Moreira, M., 1997. Contraintes apportées par la systématique des gaz rares à la structure du manteau et à son mode de convection. Université Denis Diderot - Paris VII, 315 pp. Dissertação de Doutoramento.

Moreira, M., Kunz, J., Allègre, C., 1998. Rare Gas Systematics in Popping Rock: Isotopic and Elemental Compositions in the Upper Mantle. *Science* 279, 1178-1181.

Moreira, M., Sarda, P., 2000. Noble gas constraints on degassing processes. *Earth and Planetary Science Letters* 176, 375-386.

Moreira, M., Kurz, M.D., 2001. Subducted oceanic lithosphere and the origin of the "high- μ " basalt helium isotopic signature. *Earth and Planetary Science Letters* 189, 49-57.

Moreira, M., Madureira, P., 2005. Cosmogenic helium and neon in 11 Myr old ultramafic xenoliths: Consequences for mantle signatures in old samples. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6, Q08006, doi:08010.01029/02005GC000939.

Moreira, M., Raquin, A., 2007. The origin of rare gases on Earth: The noble gas "subduction barrier" revisited. *Comptes Rendus Geosciences* 339, 937-945.

Moreira, M., Escartin, J., Gayet, E., Hamelin, C., Bezos, A., Guillon, F., Cannat, M., 2011. Rare gas systematics on Lucky Strike basalts (37°N, North Atlantic): Evidence for efficient homogenization in a long-lived magma chamber system? *Geophysical Research Letters* 38, L08304, doi: 08310.01029/02011gl046794.

Morgan, J.P., Morgan, W.J., Price, E., 1995. Hotspot melting generates both hotspot volcanism and a hotspot swell? *Journal of Geophysical Research* 100, 8045-8062.

Morgan, W.J., 1971. Convection Plumes in the Lower Mantle. *Nature* 230, 42-43.

Morgan, W.J., 1972. Deep Mantle Convection Plumes and Plate Motions. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* 56, 203-213.

Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A.K., Ginzburg, I.V., Ross, M., Seifert, F.A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G., 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* 73, 1123-1133.

Morogan, V., 1994. Ijolite versus carbonatite as sources of fenitization. *Terra Nova* 6, 166-176.

Mortensen, A.K., Wilson, J.R., Holm, P.M., 2009. The Cão Grande phonolitic fall deposit on Santo Antão, Cape Verde Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 179, 120-132.

Mourão, C., Mata, J., Madeira, J., Moreira, M., 2007a. Intrusive carbonatites from Brava Island (Cape Verde): preliminary geochemical data. VI Congresso Ibérico de Geoquímica/XV Semana de Geoquímica (Vila Real de Trás-os-Montes, Portugal), 89-92 (abstract).

Mourão, C., Mata, J., Moreira, M., Doucelance, R., Madeira, J., 2007b. Further Helium isotopic evidence for a lower mantle contribution to the Cape Verde plume. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, A691.

Mourão, C., Moreira, M., Mata, J., 2007c. Origin of carbonatites traced by rare gases: example of Brava Island (Cape Verde). Congrès des Doctorants, IPGP (Paris, França), 18 (abstract).

Mourão, C., Moreira, M., Mata, J., Madeira, J., 2007d. Sistemática isotópica de Hélio em rochas silicatadas e carbonatíticas da ilha Brava (Cabo Verde): implicações para a origem da pluma de Cabo Verde. I Encontro de Jovens Investigadores em Geologia da Universidade de Lisboa (Lisboa, Portugal), 57 (abstract).

Mourão, C., Moreira, M., Mata, J., Madeira, J., 2007e. He isotopic signatures of silicate and carbonatite magmas from Brava Island (Cape Verde): source implications. European Geosciences Meeting (Vienna, Austria), Geophysical Research Abstracts, 00348 (abstract).

Mourão, C., Mata, J., Madeira, J., Silva, L.C., Brum da Silveira, A., Moreira, M., Doucelance, R., 2008a. Peculiaridades da Ilha Brava no contexto da Geologia do Arquipélago de Cabo Verde. *In*: Conferência Internacional "As Geociências no Desenvolvimento das Comunidades Lusófonas". Memórias e Notícias, Universidade de Coimbra, vol. 3 (Nova Série), pp. 217-222.

Mourão, C., Mata, J., Silva, L.C., Madeira, J., Brum da Silveira, A., 2008b. Geochemistry of the alkaline-carbonatitic association of Brava Island (Cape Verde). IX Congresso de Geoquímica dos PLOP (Praia, Cabo Verde), 101 (abstract).

Mourão, C., Mata, J., Doucelance, R., Madeira, J., Silveira, A.B.d., Silva, L.C., Moreira, M., 2010a. Quaternary extrusive calciocarbonatite volcanism on Brava Island (Cape Verde): A nephelinite-carbonatite immiscibility product. *Journal of African Earth Sciences* 56, 59-74.

Mourão, C., Mata, J., Silva, L.C., Doucelance, R., Madeira, J., Brum da Silveira, A., Moreira, M., 2010b. Geochemistry and petrogenesis of extrusive calciocarbonatites from Brava Island (Cape Verde). *Actas do X Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa e XVI Semana de Geoquímica* (Porto, Portugal), 757-759 (abstract).

Mourão, C., Moreira, M., Mata, J., 2011. Primary low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ at Brava Island carbonatites (Cape Verde archipelago). D.I.N.G.U.E. - Developments In Noble Gas Understanding and Expertise (IPG Paris), Poster (abstract).

Mourão, C., Mata, J., Doucelance, R., Madeira, J., Millet, M.-A., Moreira, M., 2012a. Geochemical temporal evolution of Brava Island magmatism: Constraints on the variability of

Cape Verde mantle sources and on carbonatite-silicate magma link. *Chemical Geology* 334, 44-61.

Mourão, C., Moreira, M., Mata, J., Raquin, A., Madeira, J., 2012b. Primary and secondary processes constraining the noble gas isotopic signatures of carbonatites and silicate rocks from Brava Island: evidence for a lower mantle origin of the Cape Verde plume. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 163, 995-1009.

Munhá, J., Mata, J., Martins, S., Madeira, J., Brum da Silveira, A., 2006. Fraccionação das razões Zr/Hf, Nb/Ta e Ti/Eu em rochas basálticas de ilhas oceânicas: a ilha do Fogo (Cabo Verde) como exemplo. VII Congresso Nacional de Geologia (Évora, Portugal), 209-212 (abstract).

Muñoz, M., Sagredo, J., de Ignacio, C., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., 2005. New data (U-Pb, K-Ar) on the geochronology of the alkaline-carbonatitic association of Fuerteventura, Canary Islands, Spain. *Lithos* 85, 140-153.

Murphy, D.T., Collerson, K.D., Kamber, B.S., 2002. Lamproites from Gaussberg, Antarctica: Possible Transition Zone Melts of Archaean Subducted Sediments. *Journal of Petrology* 43, 981-1001.

Murty, S.V.S., Basu, S., Kumar, A., 2007. Noble gases in South Indian carbonatites: Trapped and in situ components. *Journal of Asian Earth Sciences* 30, 154-169.

Nakamura, K., Kato, Y., Tamaki, K., Ishii, T., 2007. Geochemistry of hydrothermally altered basaltic rocks from the Southwest Indian Ridge near the Rodriguez Triple Junction. *Marine Geology* 239, 125-141.

Neumann, E.-R., Wulff-Pedersen, E., 1997. The origin of highly silicic glass in mantle xenoliths from the Canary Islands. *Journal of Petrology* 38, 1513-1539.

Neumann, H., Mead, J., Vitaliano, C.J., 1954. Trace element variation during fractional crystallization as calculated from the distribution law. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 6, 90-99.

Nier, A.O., 1938. Variations in the relative abundances of the isotopes of common lead from various sources. *Journal of the American Chemical Society* 60, 1571-1576.

Nier, A.O., Thompson, R.W., Murphey, B.F., 1941. The isotopic constitution of lead and the measurement of geological time. *Physical Review* 60, 112-116.

Niu, Y., 2012. Earth processes cause Zr-Hf and Nb-Ta fractionations, but why and how? *RSC Advances* 2, 3587-3591.

Noll, P.D., Newsom, H.E., Leeman, W.P., Ryan, J.G., 1996. The role of hydrothermal fluids in the production of subduction zone magmas: Evidence from siderophile and chalcophile trace elements and boron. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 587-611.

Nuccio, P.M., Paonita, A., 2000. Investigation of the noble gas solubility in H₂O-CO₂ bearing silicate liquids at moderate pressure II: the extended ionic porosity (EIP) model. *Earth and Planetary Science Letters* 183, 499-512.

Nuccio, P.M., Paonita, A., Rizzo, A., Rosciglione, A., 2008. Elemental and isotope covariation of noble gases in mineral phases from Etnean volcanics erupted during 2001-2005, and genetic relation with peripheral gas discharges. *Earth and Planetary Science Letters* 272, 683-690.

Nunes, J.C., 2002. Novos Conceitos em Vulcanologia: Erupções, Produtos e Paisagens Vulcânicas. *Geonovas* 16, 5-22.

O'Connor, J.M., Stoffers, P., van den Bogaard, P., McWilliams, M., 1999. First seamount age evidence for significantly slower African plate motion since 19 to 30 Ma. *Earth and Planetary Science Letters* 171, 575-589.

O'Reilly, S.Y., Zhang, M., Griffin, W.L., Begg, G., Hronsky, J., 2009. Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: A solution to the geochemical "mantle reservoir" problem? *Lithos* 112, 1043-1054.

Olivo, G.R., Williams-Jones, A.E., 1999. Hydrothermal REE-rich eudialyte from the Pilanesberg Complex, South Africa. *The Canadian Mineralogist* 37, 653-663.

Otto, J.W., Wyllie, P.J., 1993. Relationships between silicate melts and carbonate-precipitating melts in CaO-MgO-SiO₂-CO₂-H₂O at 2 kbar. *Mineralogy and Petrology* 48, 343-365.

Oversby, V.M., Gast, P.W., 1970. Isotopic Composition of Lead from Oceanic Islands. *Journal of Geophysical Research* 75, 2097-2114.

Ozima, M., Kudo, K., 1972. Excess argon in submarine basalts and an earth-atmosphere evolution model. *Nature Physical Science* 239, 23-24.

Ozima, M., Podosek, F.A., 2002. Noble gas geochemistry, 2nd ed. Cambridge, 286 pp.

Palme, H., O'Neill, H.S.C., 2003. Cosmochemical Estimates of Mantle Composition. *In*: Holland, H., D.; Turekian Karl K. (Ed.), Treatise On Geochemistry. Elsevier Ltd., USA, vol. 2, pp. 1-38.

Panina, L., Motorina, I., 2008. Liquid immiscibility in deep-seated magmas and the generation of carbonatite melts. *Geochemistry International* 46, 448-464.

Panter, K.S., Blusztajn, J., Hart, S.R., Kyle, P.R., Esser, R., McIntosh, W.C., 2006. The Origin of HIMU in the SW Pacific: Evidence from Intraplate Volcanism in Southern New Zealand and Subantarctic Islands. *Journal of Petrology* 47, 1673-1704.

Parai, R., Mukhopadhyay, S., Lassiter, J.C., 2009. New constraints on the HIMU mantle from neon and helium isotopic compositions of basalts from the Cook-Austral Islands. *Earth and Planetary Science Letters* 277, 253-261.

Parman, S.W., Kurz, M.D., Hart, S.R., Grove, T.L., 2005. Helium solubility in olivine and implications for high $^3\text{He}/^4\text{He}$ in ocean island basalts. *Nature* 437, 1140-1143.

Patriat, M., Labails, C., 2006. Linking the Canary and Cape-Verde Hot-Spots, Northwest Africa. *Marine Geophysical Researches* 27, 201-215.

Patterson, B.D., Honda, M., McDougall, I., 1994. Atmospheric, MORB-like, and crustal-derived noble gas components in subduction-related samples. *In*: Matsuda, J.-I. (Ed.), Noble Gas Geochemistry and Cosmochemistry. Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), Tokyo, pp. 147-158.

Patterson, C., 1956. Age of meteorites and the earth. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 10, 230-237.

Patterson, D.B., Honda, M., McDougall, I., 1990. Atmospheric contamination: a possible source for heavy noble gases in basalts from Loihi seamount, Hawaii. *Geophysical Research Letters* 17, 705-708.

Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. *In*: Thorpe, R.S. (Ed.), Orogenic andesites and related rocks. John Wiley and Sons, Chichester, England, pp. 528-548.

Pearce, J.A., 1983. Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. *In*: Hawkesworth, C.J., Norry, M.J. (Eds.), Continental basalts and mantle xenoliths. Shiva, Nantwich, pp. 230-249.

Pedersen, R.B., Furnes, H., 2001. Nd- and Pb-isotopic variations through the upper oceanic crust in DSDP/ODP Hole 504B, Costa Rica Rift. *Earth and Planetary Science Letters* 189, 221-235.

Pertermann, M., Hirschmann, M.M., Hametner, K., Günther, D., Schmidt, M.W., 2004. Experimental determination of trace element partitioning between garnet and silica-rich liquid during anhydrous partial melting of MORB-like eclogite. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 5, Q05A01, doi: 10.1029/2003gc000638.

Peterson, A.L., Wolff, J.A., Turbeville, B.N., 1989. Eruption mechanisms of extrusive carbonatites on an ocean island: Brava, Cape Verde islands. *EOS Transactions of the American Geophysical Union* 70, 1421.

Pfänder, J.A., Münker, C., Stracke, A., Mezger, K., 2007. Nb/Ta and Zr/Hf in ocean island basalts - Implications for crust-mantle differentiation and the fate of Niobium. *Earth and Planetary Science Letters* 254, 158-172.

Pim, J., 2006. Crustal Structure, Lithospheric Flexure and Origin of the Cape Verde Rise. (University of Oxford), 95 pp. Dissertação de Mestrado.

Pim, J., Peirce, C., Watts, A.B., Grevemeyer, I., Krabbenhoft, A., 2008. Crustal structure and origin of the Cape Verde Rise. *Earth and Planetary Science Letters* 272, 422-428.

Pin, C., Bassin, C., 1992. Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials. *Analytica Chimica Acta* 269, 249-255.

Pin, C., Briot, D., Bassin, C., Poitrasson, F., 1994. Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta* 298, 209-217.

Plank, T., Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology* 145, 325-394.

Plesner, S., Holm, P.M., Wilson, J.R., 2003. ⁴⁰Ar-³⁹Ar geochronology of Santo Antão, Cape Verde Islands. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 120, 103-121.

Pollitz, F.F., 1991. Two-stage model of African absolute motion during the last 30 million years. *Tectonophysics* 194, 91-106.

Porcelli, D., Elliott, T., 2008. The evolution of He Isotopes in the convecting mantle and the preservation of high $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios. *Earth and Planetary Science Letters* 269, 175-185.

Porter, K.A., White, W.M., 2009. Deep mantle subduction flux. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 10, Q12016, doi:10.1029/2009GC002656.

Proussevitch, A., Sahagian, D., 2005. Bubbledrive-1: A numerical model of volcanic eruption mechanisms driven by disequilibrium magma degassing. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 143, 89-111.

Prowatke, S., Klemme, S., 2005. Effect of melt composition on the partitioning of trace elements between titanite and silicate melt. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 69, 695-709.

Prowatke, S., Klemme, S., 2006a. Trace element partitioning between apatite and silicate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 4513-4527.

Prowatke, S., Klemme, S., 2006b. Rare earth element partitioning between titanite and silicate melts: Henry's law revisited. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 4997-5012.

Putirka, K., Johnson, M., Kinzler, R., Longhi, J., Walker, D., 1996. Thermobarometry of mafic igneous rocks based on clinopyroxene-liquid equilibria, 0-30 kbar. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 123, 92-108.

Putirka, K., 2008a. Hot arguments to cool off the plume debate?: Comment. *Geology* 36, e176.

Putirka, K., 2008b. Excess temperatures at ocean islands: Implications for mantle layering and convection. *Geology* 36, 283-286.

Putirka, K.D., Mikaelian, H., Ryerson, F., Shaw, H., 2003. New clinopyroxene-liquid thermobarometers for mafic, evolved, and volatile-bearing lava compositions, with applications to lavas from Tibet and the Snake River Plain, Idaho. *American Mineralogist* 88, 1542-1554.

Putirka, K.D., 2008c. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 69, 61-120.

Putnis, A., 1992. *An Introduction to Mineral Sciences*. Cambridge University Press, 480 pp.

Pyle, J.M., Haggerty, S.E., 1994. Silicate-carbonate liquid immiscibility in upper-mantle eclogites: Implications for natrosilicic and carbonatitic conjugate melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 58, 2997-3011.

Ramalho, R., Helffrich, G., Schmidt, D.N., Vance, D., 2010. Tracers of uplift and subsidence in the Cape Verde archipelago. *Journal of the Geological Society* 167, 519-538.

Rapp, R., 1979. Global anomaly and undulation recovery using GEOS-3 altimeter data. Reports of the Department of Geodetic Science, Ohio State University, Columbus, pp.

Rapp, R., 1983. The determination of geoid undulations and gravity anomalies from SEASAT altimeter data. *Journal of Geophysical Research* 88, 1552-1562.

Raquin, A., Moreira, M., 2009. Atmospheric $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ in the mantle: Implications for the nature of the terrestrial parent bodies. *Earth and Planetary Science Letters* 287, 551-558.

Ray, J., Shukla, P., 2004. Trace element geochemistry of Amba Dongar carbonatite complex, India: Evidence for fractional crystallization and silicate-carbonate melt immiscibility. *Journal of Earth System Science* 113, 519-531.

Ray, J.S., Ramesh, R., Pande, K., 1999. Carbon isotopes in Kerguelen plume-derived carbonatites: evidence for recycled inorganic carbon. *Earth and Planetary Science Letters* 170, 205-214.

Rehkämper, M., Hofmann, A.W., 1997. Recycled ocean crust and sediment in Indian Ocean MORB. *Earth and Planetary Science Letters* 147, 93-106.

Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D.B., Owens, T.L., DePaolo, D.J., 1998. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating. *Chemical Geology* 145, 117-152.

Renno, A.D., Haser, S., Stanek, K.P., Götze, J., 2003. Mineral Chemistry and Petrogenesis of Ultramafic Alkaline Lamprophyre Dyke from the Klunzt Quarry in Ebersbach (Lusatia, Germany). *GeoLines* 15, 133-139.

Rickli, J., Frank, M., Halliday, A.N., 2009. The hafnium-neodymium isotopic composition of Atlantic seawater. *Earth and Planetary Science Letters* 280, 118-127.

Rocha, M.P., 2008. Tomografia sísmica com ondas P e S para o estudo do manto superior no Brasil. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (Universidade de São Paulo), 99 pp.

Roeder, P.L., Emslie, R.F., 1970. Olivine-liquid equilibrium. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 29, 275-289.

Roeder, P.L., 1974. Activity of iron and olivine solubility in basaltic liquids. *Earth and Planetary Science Letters* 23, 397-410.

Rollinson, H., 1993. *Using Geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Pearson Prentice Hall, Harlow, 352 pp.

Rønsbo, J.G., 1989. Coupled substitutions involving REEs and Na and Si in apatites in alkaline rocks from the Ilimaussaq intrusion, South-Greenland, and the petrological implications. *American Mineralogist* 74, 896-901.

Rubie, D.C., Melosh, H.J., Reid, J.E., Liebske, C., Richter, K., 2003. Mechanisms of metal-silicate equilibration in the terrestrial magma ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 205, 239-255.

Rudnick, R.L., Fountain, D.M., 1995. Nature and composition of the continental crust: A lower crustal perspective. *Reviews of Geophysics* 33, 267-309.

Ruzié, L., Moreira, M., 2010. Magma degassing process during Plinian eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 192, 142-150.

Ryan, M.P., 1994. Neutral-Buoyancy Controlled Magma Transport and Storage in Mid-ocean Ridge Magma Reservoirs and Their Sheeted-Dike Complex: A Summary of Basic Relationships. *In*: Michael, P.R. (Ed.), *International Geophysics*. Academic Press, vol. Volume 57, pp. 97-138.

Sack, R.O., 1982. Spinel as petrogenetic indicators: activity-composition relations at low pressures. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 79, 169-186.

Sack, R.O., Ghiorso, M.S., 1991a. Chromian spinels as petrogenetic indicators: thermodynamics and petrological applications. *American Mineralogist* 76, 827-847.

Sack, R.O., Ghiorso, M.S., 1991b. An internally consistent model for the thermodynamic properties of Fe-Mg-titanomagnetite-aluminate spinels. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 106, 474-505.

Salter, V.J.M., Sachi-Kocher, A., 2010. An ancient metasomatic source for the Walvis Ridge basalts. *Chemical Geology* 273, 151-167.

Sandwell, D.T., Mackenzie, K., 1989. Geoid Height Versus Topography for Oceanic Plateaus and Swells. *Journal of Geophysical Research* 94, 7403-7418.

Sarda, P., Graham, D., 1990. Mid-ocean ridge popping rocks: implications for degassing at ridge crests. *Earth and Planetary Science Letters* 97, 268-289.

Sarda, P., Moreira, M., 2002. Vesiculation and vesicle loss in mid-ocean ridge basalt glasses: He, Ne, Ar elemental fractionation and pressure influence. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 66, 1449-1458.

Sarda, P., 2004. Surface noble gas recycling to the terrestrial mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 228, 49-63.

Sasada, T., Hiyagon, H., Bell, K., Ebihara, M., 1997. Mantle-derived noble gases in carbonatites. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 61, 4219-4228.

Scarsi, P., 2000. Fractional extraction of helium by crushing of olivine and clinopyroxene phenocrysts: effects on the $^3\text{He}/^4\text{He}$ measured ratio. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 3751-3762.

Scheidegger, A.E., 2002. Morphometric analysis and its relation to tectonics in Macaronesia. *Geomorphology* 46, 95-115.

Schellart, W.P., Rawlinson, N., 2010. Convergent plate margin dynamics: New perspectives from structural geology, geophysics and geodynamic modelling. *Tectonophysics* 483, 4-19.

Schiano, P., Clocchiatti, R., Shimizu, N., Weis, D., Mattielli, N., 1994. Cogenetic silica-rich and carbonate-rich melts trapped in mantle minerals in Kerguelen ultramafic xenoliths: Implications for metasomatism in the oceanic upper mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 123, 167-178.

Schmincke, H.U., 1982. Volcanic and chemical evolution of the Canary Islands. *In*: Rad, U.v., Hinz, K., Sarnthein, M., Seibold, E. (Eds.), *Geology of the northwestern african continental margin*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 3-20.

Schmincke, H.-U., 2003. *Volcanism*. Springer-Verlag, Berlin, 334 pp.

Schmitz, M.D., Vervoort, J.D., Bowring, S.A., Patchett, P.J., 2004. Decoupling of the Lu-Hf and Sm-Nd isotope systems during the evolution of granulitic lower crust beneath southern Africa. *Geology* 32, 405-408.

Seifert, W., Kämpf, H., Wasternack, J., 2000. Compositional variation in apatite, phlogopite and other accessory minerals of the ultramafic Delitzsch complex, Germany: implication for cooling history of carbonatites. *Lithos* 53, 81-100.

Seifert, W., Kramer, W., 2003. Accessory titanite: an important carrier of zirconium in lamprophyres. *Lithos* 71, 81-98.

Seita, M.F., 1973. Ocorrência de minerais fosfatados no ilhéu Grande (Brava), Cabo Verde. *Garcia de Orta* 1, 29-30.

Serralheiro, A., 1976. A Geologia da Ilha de Santiago. Departamento de Geologia (Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa), 218 pp. Dissertação de Doutoramento.

Sgarbi, P.B.A., Gaspar, J.C., Valença, J.G., 2000. Clinopyroxene from Brazilian kamafugites. *Lithos* 53, 101-116.

Shannon, R., 1976. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallographica Section A* 32, 751-767.

Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 34, 237-243.

Shibata, T., Takahashi, E., Matsuda, J.-i., 1998. Solubility of neon, argon, krypton, and xenon in binary and ternary silicate systems: A new view on noble gas solubility. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 1241-1253.

Sigurdsson, H., Schilling, J.G., 1976. Spinel in Mid-Atlantic Ridge basalts: Chemistry and occurrence. *Earth and Planetary Science Letters* 29, 7-20.

Silva, L.C., Bas, M.J.L., Robertson, A.H.F., 1981. An oceanic carbonatite volcano on Santiago, Cape Verde Islands. *Nature* 294, 644-645.

Silver, P.G., Russo, R., Lithgow-Bertelloni, C., 1998. Coupling of South American and African Plate Motion and Plate Deformation. *Science* 279, 60-63.

Sirbescu, M., Jenkins, D.M., 1999. Experiments on the stability of cancrinite in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{CO}_2-\text{H}_2\text{O}$. *American Mineralogist* 84, 1850-1860.

Sleep, N.H., 1990. Hotspots and mantle plumes: Some phenomenology. *Journal of Geophysical Research* 95, 6715-6736.

Sobolev, A.V., Hofmann, A.W., Sobolev, S.V., Nikogosian, I.K., 2005. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. *Nature* 434, 590-597.

Sobolev, A.V., Hofmann, A.W., Kuzmin, D.V., Yaxley, G.M., Arndt, N.T., Chung, S.-L., Danyushevsky, L.V., Elliott, T., Frey, F.A., Garcia, M.O., Gurenko, A.A., Kamenetsky, V.S., Kerr, A.C., Krivolutsкая, N.A., Matvienkov, V.V., Nikogosian, I.K., Rocholl, A., Sigurdsson, I.A., Sushchevskaya, N.M., Teklay, M., 2007. The Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts. *Science* 316, 412-417.

Staudacher, T., Allègre, C.J., 1988. Recycling of oceanic crust and sediments: the noble gas subduction barrier. *Earth and Planetary Science Letters* 89, 173-183.

Staudacher, T., Sarda, P., Richardson, S.H., Allègre, C.J., Sagna, I., Dmitriev, L.V., 1989. Noble gases in basalt glasses from a Mid-Atlantic Ridge topographic high at 14°N: geodynamic consequences. *Earth and Planetary Science Letters* 96, 119-133.

Staudigel, H., Hart, S.R., 1983. Alteration of basaltic glass: Mechanisms and significance for the oceanic crust-seawater budget. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 47, 337-350.

Staudigel, H., Davies, G.R., Hart, S.R., Marchant, K.M., Smith, B.M., 1995. Large scale isotopic Sr, Nd and O isotopic anatomy of altered oceanic crust: DSDP/ODP sites 417/418. *Earth and Planetary Science Letters* 130, 169-185.

Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommittee on geochronology: Convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth and Planetary Science Letters* 36, 359-362.

Stein, C., Stein, S., 1993. Constraints on Pacific midplate swells from global depth-age and heat flow-age models. *In*: Pringle, M., Sager, W., Sliter, W., Stein, S. (Eds.), *The Mesozoic Pacific, Geophysical Monograph*. American Geophysical Union, vol. 76, pp. 53-76.

Stein, C.A., Stein, S., 1992. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age. *Nature* 359, 123-129.

Stein, M., Hofmann, A.W., 1994. Mantle plumes and episodic crustal growth. *Nature* 372, 63-68.

Steiner, S.A., Conrad, C.P., 2007. Does active mantle upwelling help drive plate motions? *Physics of The Earth and Planetary Interiors* 161, 103-114.

Stevenson, D.J., 1990. Fluid dynamics of core formation. *In*: Newsom, H.E., Jones, J.H. (Eds.), *Origin of the Earth*. Oxford University Press, New York, pp. 231-249.

Stillman, C.J., Furnes, H., LeBas, M.J., Robertson, A.H.F., Zielonka, J., 1982. The geological history of Maio, Cape Verde Islands. *Journal of the Geological Society* 139, 347-361.

Stracke, A., Bizimis, M., Salters, V.J.M., 2003. Recycling oceanic crust: Quantitative constraints. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 4, 8003, doi: 8010.1029/2001gc000223.

Stracke, A., Hofmann, A.W., Hart, S.R., 2005. FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 6, Q05007, doi: 05010.01029/02004gc000824.

Stracke, A., Bourdon, B., 2009. The importance of melt extraction for tracing mantle heterogeneity. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 73, 218-238.

Streckeisen, A., 1978. IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Classification and Nomenclature of Volcanic Rocks, Lamprophyres, Carbonatites and Melilitic Rocks. Recommendations and Suggestions. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Stuttgart, Abhandlungen* 143, 1-14.

Stuart, F.M., Lass-Evans, S., Godfrey Fitton, J., Ellam, R.M., 2003. High $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in picritic basalts from Baffin Island and the role of a mixed reservoir in mantle plumes. *Nature* 424, 57-59.

Sumino, H., Burgess, R., Mizukami, T., Wallis, S.R., Holland, G., Ballentine, C.J., 2010. Seawater-derived noble gases and halogens preserved in exhumed mantle wedge peridotite. *Earth and Planetary Science Letters* 294, 163-172.

Sun, S.-s., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications* 42, 313-345.

Tackley, P.J., 2000. Mantle Convection and Plate Tectonics: Toward an Integrated Physical and Chemical Theory. *Science* 288, 2002-2007.

Tappe, S., 2004. Mesozoic mafic alkaline magmatism of southern Scandinavia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 148, 312-334.

Tappe, S., Foley, S.F., Jenner, G.A., Heaman, L.M., Kjarsgaard, B.A., Romer, R.L., Stracke, A., Joyce, N., Hoefs, J., 2006. Genesis of Ultramafic Lamprophyres and Carbonatites at Aillik Bay, Labrador: a Consequence of Incipient Lithospheric Thinning beneath the North Atlantic Craton. *Journal of Petrology* 47, 1261-1315.

Tatsumi, Y., Kogiso, T., 1997. Trace element transport during dehydration processes in the subducted oceanic crust: 2. Origin of chemical and physical characteristics in arc magmatism. *Earth and Planetary Science Letters* 148, 207-221.

Tatsumoto, M., Knight, R.J., Allegre, C.J., 1973. Time Differences in the Formation of Meteorites as Determined from the Ratio of Lead-207 to Lead-206. *Science* 180, 1279-1283.

Tatsumoto, M., 1978. Isotopic composition of lead in oceanic basalt and its implication to mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 38, 63-87.

Taylor, R.W., 1964. Phase equilibria in the system $\text{FeO-Fe}_2\text{O}_3\text{-TiO}_2$ at 1300 °C. *The American Mineralogist* 49, 1016-1030.

Thompson, G., Smith, I., Malpas, J., 2001. Origin of oceanic phonolites by crystal fractionation and the problem of the Daly gap: an example from Rarotonga. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142, 336-346.

Tiepolo, M., Oberti, R., Vannucci, R., 2002. Trace-element incorporation in titanite: constraints from experimentally determined solid/liquid partition coefficients. *Chemical Geology* 191, 105-119.

Tolstikhin, I., Hofmann, A.W., 2005. Early crust on top of the Earth's core. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* 148, 109-130.

Tolstikhin, I.N., Kramers, J.D., Hofmann, A.W., 2006. A chemical Earth model with whole mantle convection: The importance of a core-mantle boundary layer (D'') and its early formation. *Chemical Geology* 226, 79-99.

Tonks, W.B., Melosh, H.J., 1993. Magma Ocean Formation Due to Giant Impacts. *Journal of Geophysical Research* 98, 5319-5333.

Toplis, M.J., Carrol, M.R., 1995. An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations, and mineral-melt equilibria in ferro-basaltic systems. *Journal of Petrology* 36, 1137-1170.

Torgersen, T., 1989. Terrestrial helium degassing fluxes and the atmospheric helium budget: Implications with respect to the degassing processes of continental crust. *Chemical Geology* 79, 1-14.

Torres, P., Madeira, J., Silva, L.C., Brum da Silveira, A., Serralheiro, A., Mota Gomes, A., 1997a. Carta geológica das erupções históricas da Ilha do Fogo: revisão e actualização. *In*: Refféga, A., Figueiredo, M.O., Silva, L.C., Costa, F.L., Mendes, M.H., Torres, P., Silva, T.P., Correia, E. (Eds.), A erupção vulcânica de 1995 na Ilha do Fogo, Cabo Verde. Instituto de Investigação Científica e Tropical, Lisboa, pp. 119-132.

Torres, P., Silva, L.C., Mendes, M.H., Serralheiro, A., Madeira, J., Brum da Silveira, A., Mota Gomes, A., 1997b. Cronologia da erupção vulcânica de 1995 na Ilha do Fogo, Cabo Verde. *In*: Refféga, A., Figueiredo, M.O., Silva, L.C., Costa, F.L., Mendes, M.H., Torres, P., Silva, T.P., Correia, E. (Eds.), A erupção vulcânica de 1995 na Ilha do Fogo, Cabo Verde. Instituto de Investigação Científica e Tropical, Lisboa, pp. 133-144.

Torres, P., 1998. Geologia e petrogénese das formações vulcânicas da ilha do Sal, arquipélago de Cabo Verde. Departamento de Geologia (Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa), 212 pp. Dissertação de Doutoramento.

Torres, P., Silva, L.C., Serralheiro, A., Tassinari, C.C.G., Munhá, J., 2002. Enquadramento geocronológico pelo método K/Ar das principais sequências vulcano estratigráficas da Ilha do Sal - Cabo Verde. *Garcia de Orta: série de Geologia* 18, 9-13.

Tracy, R.J., Robinson, P., 1977. Zoned titanian augite in alkali olivine basalt from Tahiti and the nature of titanium substitutions in augite. *American Mineralogist* 62, 634-645.

Treuil, M., Varet, J., 1973. Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar. *Bulletin de la Societe Geologique de France - 7ème série, t. XV*, 506-540.

Trindade, M.J., 2002. Contribuição para o estudo petrológico e geoquímico do vulcanismo recente da ilha de São Vicente (Cabo Verde). Departamento de Geologia (Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa), 229 pp. Dissertação de Mestrado.

Thirlwall, M.F., 1997. Thermal ionisation mass spectrometry (TIMS). *In*: Gill, R. (Ed.), *Modern Analytical Geochemistry: an introduction to quantitative chemical analysis techniques for earth, environmental and material scientists*. Addison Wesley Longman, pp. 135-153.

Trull, T.W., Kurz, M.D., 1999. Isotopic fractionation accompanying helium diffusion in basaltic glass. *Journal of Molecular Structure* 485-486, 555-567.

Turbeville, B.N., Wolff, J.A., 1987. Hydroclastic volcanism and phonolitic tuff ring development, Brava, Cape Verde Islands. *EOS Transactions of the American Geophysical Union* 68, 1522.

Turbeville, B.N., Wolff, J.A., Le Bas, M.J., 1987. An oceanic nephelinite-phonolitecarbonatite association, Brava, Cape Verde Islands. *EOS Transactions of the American Geophysical Union* 68, 1522.

Turcotte, D.L., Paul, D., White, W.M., 2001. Thorium-uranium systematics require layered mantle convection. *Journal of Geophysical Research* 106, 4265-4276.

Valente, B., 2010. Temporal na Ilha da Madeira Causas, consequências e formas mitigadoras dos danos. *Ingenium* 116, 44-47.

van Achterbergh, E., Griffin, W.L., Ryan, C.G., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., Kivi, K., Doyle, B.J., 2002. Subduction signature for quenched carbonatites from the deep lithosphere. *Geology* 30, 743-746.

van der Hilst, R.D., Widiyantoro, S., Engdahl, E.R., 1997. Evidence for deep mantle circulation from global tomography. *Nature* 386, 578-584.

van Keken, P.E., Hauri, E.H., Ballentine, C.J., 2002. MANTLE MIXING: The Generation, Preservation, and Destruction of Chemical Heterogeneity. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 30, 493-525.

Veizer, J., Compston, W., 1976. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 40, 905-914.

Veizer, J., 1989. Strontium isotopes in seawater through time. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 17, 141-167.

Veksler, I.V., Petibon, C., Jenner, G.A., Dorfman, A.M., Dingwell, D.B., 1998. Trace Element Partitioning in Immiscible Silicate-Carbonate Liquid Systems: an Initial Experimental Study Using a Centrifuge Autoclave. *Journal of Petrology* 39, 2095-2104.

Verhoogen, J., 1962. Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks. *American Journal of Science* 260, 211-220.

Verhulst, A., Balaganskaya, E., Kirnarsky, Y., Demaiffe, D., 2000. Petrological and geochemical (trace elements and Sr-Nd isotopes) characteristics of the Paleozoic Kovdor ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion (Kola Peninsula, NW Russia). *Lithos* 51, 1-25.

Verma, S.P., Torres-Alvarado, I.S., Sotelo-Rodríguez, Z.T., 2002. SINCLAS: standard igneous norm and volcanic rock classification system. *Computers & Geosciences* 28, 711-715.

Villemant, B., Jaffrezic, H., Joron, J.-L., Treuil, M., 1981. Distribution coefficients of major and trace elements; fractional crystallization in the alkali basalt series of Chaîne des Puys (Massif Central, France). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 45, 1997-2016.

Vinnik, L., Silveira, G., Kiselev, S., Farra, V., Weber, M., Stutzmann, E., 2012. Cape Verde hotspot from the upper crust to the top of the lower mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 319-320, 259-268.

Vuorinen, J.H., Hålenius, U., 2005. Nb-, Zr- and LREE-rich titanite from the Alnö alkaline complex: Crystal chemistry and its importance as a petrogenetic indicator. *Lithos* 83, 128-142.

Wallenstein, N., Gaspar, J.L., Guest, J., Duncan, A., 1997. Estilos eruptivos observados durante a erupção vulcânica de 1995 na Ilha do Fogo, Cabo Verde. *In*: Refféga, A., Figueiredo, M.O., Silva, L.C., Costa, F.L., Mendes, M.H., Torres, P., Silva, T.P., Correia, E. (Eds.), *A erupção vulcânica de 1995 na Ilha do Fogo, Cabo Verde*. Instituto de Investigação Científica e Tropical, Lisboa, pp. 145-152.

Watkinson, D.H., Wyllie, P.J., 1971. Experimental Study of the Composition Join $\text{NaAlSiO}_4\text{-CaCO}_3\text{-H}_2\text{O}$ and the Genesis of Alkaline Rock - Carbonatite Complexes. *Journal of Petrology* 12, 357-378.

Watson, E.B., Baxter, E.F., 2007. Diffusion in solid-Earth systems. *Earth and Planetary Science Letters* 253, 307-327.

Watson, E.B., Thomas, J.B., Cherniak, D.J., 2007. ^{40}Ar retention in the terrestrial planets. *Nature* 449, 299-304.

Watts, A.B., 1978. An analysis of isostasy in the world's oceans 1. Hawaiian-Emperor Seamount Chain. *Journal of Geophysical Research* 83, 5989-6004.

Watts, A.B., 1994. Crustal structure, gravity anomalies and flexure of the lithosphere in the vicinity of the Canary Islands. *Geophysical Journal International* 119, 648-666.

Watts, A.B., Zhong, S., 2000. Observations of flexure and the rheology of oceanic lithosphere. *Geophysical Journal International* 142, 855-875.

Weaver, B.L., 1990. Geochemistry of highly-undersaturated ocean island basalt suites from the South Atlantic Ocean: Fernando de Noronha and Trindade islands. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 105, 502-515.

Weaver, B.L., 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 381-397.

White, W.M., 1985. Sources of oceanic basalts: Radiogenic isotopic evidence. *Geology* 13, 115-118.

White, W.M., 1993. $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ in MORB and open system evolution of the depleted mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 115, 211-226.

White, W.M., 2010. Oceanic Island Basalts and Mantle Plumes: The Geochemical Perspective. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 38, 133-160.

Wilkinson, J.F.G., Hensel, H.D., 1988. The petrology of some picrites from Mauna Loa and Kilauea volcanoes, Hawaii. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 98, 326-345.

Wilkinson, J.F.G., Hensel, H.D., 1994. Nephelines and analcimes in some alkaline igneous rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 118, 79-91.

Williams, C.A., Hill, I.A., Young, R., White, R.S., 1990. Fracture zones across the Cape Verde Rise, NE Atlantic. *Journal of the Geological Society* 147, 851-857.

Wilson, J.T., 1963a. A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics* 41, 863-870.

Wilson, J.T., 1965. Evidence from ocean islands suggesting movement in the Earth. *In*: Blackett, P.M.S., Bullard, E., Runcorn, S.K. (Eds.), *A symposium on continental drift*. Philosophical Transactions of the Royal Society of London, series A, vol. 258, pp. 145-167.

Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*, 1st ed. Chapman and Hall, London, 485 pp.

Wilson, T., 1963b. A possible origin of the Hawaiian Islands. *Canadian Journal of Physics* 41, 863-870.

Wolff, J.A., 1984. Variation in Nb/Ta during differentiation of phonolitic magma, Tenerife, Canary Islands. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 1345-1348.

Wolff, J.A., Turbeville, B.N., 1987. Recent pyroclastic deposits on Brava, Cape Verde Islands. *EOS Transactions of the American Geophysical Union* 66, 1152.

Wolff, J.A., Grandy, J.S., Larson, P.B., 2000. Interaction of mantle-derived magma with island crust? Trace element and oxygen isotope data from the Diego Hernandez Formation, Las Cañadas, Tenerife. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 103, 343-366.

Woolley, A.R., 1969. Some aspects of fenitization with particular reference to Chilwa Island and Kangankunde, Malawi. *Bulletin of the British Museum (Natural History)* 2, 191-219.

Woolley, A.R., 1989. The spatial and temporal distribution of carbonatites. *In*: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 15-37.

Woolley, A.R., Kempe, D.R.C., 1989. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. *In*: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 1-14.

Woolley, A.R., Church, A.A., 2005. Extrusive carbonatites: A brief review. *Lithos* 85, 1-14.

Workman, R.K., 2005. Geochemical characterization of endmember mantle components. Massachusetts Institute of Technology / Woods Hole Oceanographic Institution, 248 pp.

Workman, R.K., Hart, S.R., 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters* 231, 53-72.

Wulff-Pedersen, E., Neumann, E.R., Vannucci, R., Bottazzi, P., Ottolini, L., 1999. Silicic melts produced by reaction between peridotite and infiltrating basaltic melts: ion probe data on glasses and minerals in veined xenoliths from La Palma, Canary Islands. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 137, 59-82.

Wyllie, P.J., Huang, W.-L., 1975. Influence of mantle CO₂ in the generation of carbonatites and kimberlites. *Nature* 257, 297-299.

Wyllie, P.J., Lee, W.-J., 1998. Model System Controls on Conditions for Formation of Magnesiocarbonatite and Calciocarbonatite Magmas from the Mantle. *Journal of Petrology* 39, 1885-1893.

Xie, S., Tackley, P.J., 2004. Evolution of helium and argon isotopes in a convecting mantle. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* 146, 417-439.

Xu, C., Campbell, I.H., Allen, C.M., Huang, Z., Qi, L., Zhang, H., Zhang, G., 2007. Flat rare earth element patterns as an indicator of cumulate processes in the Lesser Qinling carbonatites, China. *Lithos* 95, 267-278.

Yamamoto, J., Nishimura, K., Sugimoto, T., Takemura, K., Takahata, N., Sano, Y., 2009. Diffusive fractionation of noble gases in mantle with magma channels: Origin of low He/Ar in mantle-derived rocks. *Earth and Planetary Science Letters* 280, 167-174.

Yokochi, R., Marty, B., Pik, R., Burnard, P., 2005. High $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in peridotite xenoliths from SW Japan revisited: Evidence for cosmogenic ^3He released by vacuum crushing. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems* 6, Q01004, doi:10.1010.01029/02004GC000836.

York, D., 1969. Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters* 5, 320-324.

Young, R., Hill, I., 1986. An estimate of the effective elastic thickness of the Cape Verde Rise. *Journal of Geophysical Research* 91, 4854-4866.

Zhang, Y., 2002. The age and accretion of the earth. *Earth-Science Reviews* 59, 235-263.

Zhao, D., 2001. Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes. *Earth and Planetary Science Letters* 192, 251-265.

Zhao, D., 2004. Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: insight into deep Earth dynamics. *Physics of The Earth and Planetary Interiors* 146, 3-34.

Zhao, D., 2007. Seismic images under 60 hotspots: Search for mantle plumes. *Gondwana Research* 12, 335-355.

Zindler, A., Hart, S., 1986. Chemical Geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14, 493-571.

Sites da Internet.

Baksi, A.K., 2006. Guidelines for assessing the reliability of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages: application to ages relevant to hotspot tracks. Acedido a 6 de Junho de 2011, em <http://www.mantleplumes.org/ArAr.html>.

Enciclopédia Açoriana (2006). Edição do Centro de Estudos dos Povos e Culturas de Expressão Portuguesa da Universidade Católica Portuguesa e Direcção Regional da Cultura da Região Autónoma dos Açores. Acedido a 20 de Novembro de 2012, em <http://www.culturacores.azores.gov.pt/ea/pesquisa/Default.aspx>.

King, S.D., 2004. Understanding the Edge-Driven Convection hypothesis. Acedido a 28 de Julho de 2011, em <http://www.mantleplumes.org/EDGE.html>.

Léxico de Termos Geológicos. Laboratório Nacional de Engenharia Civil (LNEG). Acedido a 28 de Junho de 2011, em http://e-geo.ineti.pt/bds/lexico_geologico/.

ANEXO I

LISTAGEM DAS AMOSTRAS RECOLHIDAS
E RESPECTIVA LOCALIZAÇÃO

I.1.Introdução

Das 266 amostras colhidas em duas campanhas de campo (2006 e 2007), totalizando num total de seis semanas de trabalho, 110 foram seleccionadas para estudos petrográficos, mineralógicos e geoquímicos. Nas tabelas seguintes encontra-se a localização das amostras analisadas e estudadas no âmbito desta tese, distribuídas pelas três unidades vulcanoestratigráficas definidas (Inferior, Intermédia e Superior).

I.2. Unidade Inferior (2.92 - 1.99 Ma)

Amostra	Estação	Localização	Coordenadas Geográficas		Coordenadas UTM	
<i>Rochas máficas</i>						
CY-4	E2	Ponta de Nhô Padre	14°51'59"N	24°44'36"W	741645	1644558
CY-7	E2	Ponta de Nhô Padre	14°51'59"N	24°44'36"W	741645	1644558
CY-8	E3	Espradinha	14°51'42"N	24°44'52"W	741402	1644083
CY-9	E3	Espradinha	14°51'42"N	24°44'52"W	741402	1644083
CY-11	E3	Espradinha	14°51'42"N	24°44'52"W	741402	1644083
CY-19	E7	Ponta Boca de Lapa/Porto do Portete	14°51'27"N	24°44'49"W	741337	1643413
CY-21	E7	Ponta Boca de Lapa/Porto do Portete	14°51'27"N	24°44'49"W	741337	1643413
CY-25	E8	Espradinha	14°51'38"N	24°44'48"W	741559	1644007
CY-82	E23	Favatal	14°53'34"N	24°41'17"W	747843	1647791
CY-83	E23	Favatal	14°53'34"N	24°41'17"W	747843	1647791
CY-162	E49	Baía do Sorno	14°53'25"N	24°42'47"W	744454	1646831
CY-165	E50	Baía do Sorno	14°53'10"N	24°42'57"W	744754	1646687
CY-166	E50	Baía do Sorno	14°53'10"N	24°42'57"W	744754	1646687
CY-173	E3	Espradinha	14°51'42"N	24°44'52"W	741402	1644083
CY-174	E3	Espradinha	14°51'42"N	24°44'52"W	741402	1644083

Sistema de coordenadas geográficas WGS84.

I.3. Unidade Intermédia (1.95 - 1.36 Ma)

Amostra	Estação	Localização	Coordenadas Geográficas		Coordenadas UTM	
<i>Piroxenitos</i>						
CY-55	E16	Achada de Chão de Ouro (NNW da cratera)	14°49'39"N	24°42'55"W	744701	1640553
CY-245	E82	Gude de Pomba (flanco S)	14°49'42"N	24°42'09"W	745904	1640138
<i>Ijolitos s.l.</i>						
CY-102	E30	Morro das Pedras	14°49'02"N	24°41'39"W	747175	1639189
CY-178	E60	Chão de Pedra/Monte Façanha	14°49'26"N	24°41'8.5"W	747721	1639861
CY-189	E33	Ribeira dos Ferreiros	14°49'45"N	24°44'03"W	742864	1640300
CY-202	E74	Ponta de Rasque/Baixo de Rocha	14°52'36"N	24°40'57"W	748658	1645926
CY-203	E74	Ponta de Rasque/Baixo de Rocha	14°52'36"N	24°40'57"W	748658	1645926
CY-227	E79	Morro das Pedras	14°49'24"N	24°41'38"W	746585	1639659
CY-228	E79	Morro das Pedras	14°49'24"N	24°41'38"W	746585	1639659
CY-229	E79	Morro das Pedras	14°49'24"N	24°41'38"W	746585	1639659
<i>Sienitos nefelínicos</i>						
CY-33	E11	Boca de Porco/Vigia de Baixo	14°49'56"N	24°42'47"W	745114	1640753
CY-35	E12	Boca de Porco/Vigia de Baixo	14°49'51"N	24°42'49"W	745089	1640448
CY-39	E13	Achada Passarinho	14°49'44"N	24°42'50"W	745026	1640206
CY-48	E15	Achada de Chão de Ouro	14°49'39"N	24°42'55"W	744843	1640188
CY-52	E16	Achada de Chão de Ouro	14°49'39"N	24°42'55"W	744701	1640553
CY-64	E19	Achada de Chão de Ouro	14°49'19"N	24°43'14"W	744288	1639625
CY-69	E19	Achada de Chão de Ouro	14°49'19"N	24°43'14"W	744288	1639625
CY-101	E30	Morro das Pedras	14°49'02"N	24°41'39"W	747175	1639189
CY-103	E30	Morro das Pedras	14°49'02"N	24°41'39"W	747175	1639189
CY-118	E33	Ribeira dos Ferreiros	14°49'45"N	24°44'03"W	742864	1640300
CY-140	E44	Ribeira da Aguadinha	14°50'57"N	24°40'14"W	749454	1642607
CY-148	E43	Ribeira da Aguadinha	14°50'56"N	24°40'32"W	749195	1642556
CY-154	E48	Ribeira do Fundão (a E do Cachaço)	14°50'20"N	24°41'08"W	748211	1641571
CY-158	E48	Ribeira do Fundão (a E do Cachaço)	14°50'20"N	24°41'08"W	748211	1641571
CY-179	E60	Chão de Pedra/Monte Façanha	14°49'26"N	24°41'8.5"W	747721	1639861
CY-180	E60	Chão de Pedra/Monte Façanha	14°49'26"N	24°41'8.5"W	747721	1639861
CY-190	E33	Ribeira dos Ferreiros (foz)	14°49'45"N	24°44'03"W	742864	1640300
CY-191	E33	Ribeira dos Ferreiros (foz)	14°49'45"N	24°44'03"W	742864	1640300
CY-192	E33	Ribeira dos Ferreiros (foz)	14°49'45"N	24°44'03"W	742864	1640300
<i>Calciocarbonatitos intrusivos</i>						
CY-23	E7	Ponta Boca de Lapa/Porto do Portete	14°51'27"N	24°44'49"W	741337	1643413
CY-56	E16	Achada de Chão de Ouro	14°49'39"N	24°42'55"W	744701	1640553
CY-116	E33	Ribeira dos Ferreiros	14°49'45"N	24°44'03"W	742864	1640300
CY-139	E44	Ribeira da Aguadinha	14°50'57"N	24°40'14"W	749454	1642607
CY-142	E44	Ribeira da Aguadinha	14°50'57"N	24°40'14"W	749454	1642607
CY-144	E44	Ribeira da Aguadinha	14°50'57"N	24°40'14"W	749454	1642607
CY-145	E43	Ribeira da Aguadinha	14°50'56"N	24°40'32"W	749195	1642556
CY-156	E48	Ribeira do Fundão	14°50'20"N	24°41'08"W	748211	1641571
CY-157	E48	Ribeira do Fundão	14°50'20"N	24°41'08"W	748211	1641571
CY-160	E48	Ribeira do Fundão	14°50'20"N	24°41'08"W	748211	1641571
CY-161	E48	Ribeira do Fundão	14°50'20"N	24°41'08"W	748211	1641571
CY-236	E80	Morro das Pedras	14°49'24"N	24°41'38"W	747191	1639777
CY-237	E80	Morro das Pedras	14°49'24"N	24°41'38"W	747191	1639777
CY-250	E48	Ribeira do Fundão	14°50'20"N	24°41'08"W	748211	1641571
<i>Magnesiocarbonatitos intrusivos</i>						
CY-110	E33	Ribeira dos Ferreiros	14°49'45"N	24°44'03"W	742864	1640300
CY-111	E33	Ribeira dos Ferreiros	14°49'45"N	24°44'03"W	742864	1640300
CY-112	E33	Ribeira dos Ferreiros	14°49'45"N	24°44'03"W	742864	1640300
CY-113	E33	Ribeira dos Ferreiros	14°49'45"N	24°44'03"W	742864	1640300
CY-114	E33	Ribeira dos Ferreiros	14°49'45"N	24°44'03"W	742864	1640300
CY-115	E33	Ribeira dos Ferreiros	14°49'45"N	24°44'03"W	742864	1640300
CY-117	E33	Ribeira dos Ferreiros	14°49'45"N	24°44'03"W	742864	1640300

I.4.Unidade Superior (< 0.5 Ma)

Amostra	Estação	Localização	Coordenadas Geográficas		Coordenadas UTM	
<i>Rochas máficas</i>						
CY-31	E11	Boca de Porco/Vigia de Baixo	14°49'56"N	24°42'47"W	745114	1640753
CY-32	E11	Boca de Porco/Vigia de Baixo	14°49'56"N	24°42'47"W	745114	1640753
CY-45	E14	Achada de Chão de Ouro	14°49'32"N	24°42'57"W	744834	1639884
CY-61	E18	Achada de Chão de Ouro	14°49'31"N	24°43'04"W	744429	1639837
CY-98	E29	Alcatraz	14°48'40"N	24°41'58"W	746562	1638372
CY-99	E29	Alcatraz	14°48'40"N	24°41'58"W	746562	1638372
CY-124	E38	Baía da Furna	14°53'04"N	24°40'45"W	748699	1646536
CY-176	E59	Cachaço/Monte Miranda	14°49'50"N	24°41'32"W	747322	1640573
CY-199	E72	Ponta de Rasque/Baixo de Rocha	14°52'36"N	24°40'57"W	748391	1645840
CY-200	E73	Ponta de Rasque/Baixo de Rocha	14°52'36"N	24°40'57"W	748650	1646240
CY-247	E83	Monte Quimbi	14°52'36"N	24°40'57"W	743162	1642962
<i>Fonólitos s.l.</i>						
CY-13	E4	Ponta de Nhô Padre	14°51'50"N	24°44'21"W	741750	1644473
CY-15	E4	Ponta de Nhô Padre	14°51'50"N	24°44'21"W	741750	1644473
CY-27	E9	Espradinha	14°51'42"N	24°44'48"W	741635	1644084
CY-30	E10	Boca de Porco/Vigia de Baixo	14°49'48"N	24°42'40"W	745266	1640570
CY-80	E23	Favatal	14°53'34"N	24°41'17"W	747843	1647791
CY-81	E23	Favatal	14°53'34"N	24°41'17"W	747843	1647791
CY-105	E30	Morro das Pedras	14°49'02"N	24°41'39"W	747175	1639189
CY-106	E31	Monte Miranda	14°49'47"N	24°41'43"W	747002	1640608
CY-123	E38	Baía da Furna	14°53'04"N	24°40'45"W	748699	1646536
CY-138	E42	Baleia/Lomba Grande	14°51'34"N	24°41'23"W	748205	1643468
CY-168	E51	Baía do Sorno	14°53'06"N	24°43'15"W	744231	1646526
CY-182	E61	Chão de Pedra/Monte Façanha	14°49'26"N	24°41'8.5"W	747640	1639500
CY-188	E68	Porto dos Ferreiros	14°49'45"N	24°44'03"W	743293	1641222
CY-193	E69	Ponta Badejo (Baía da Furna)	14°53'15"N	24°40'37"W	748990	1646929
CY-197	E71	Ponta de Rasque/Baixo de Rocha	14°52'23"N	24°40'57"W	748519	1645650
CY-198	E71	Ponta de Rasque/Baixo de Rocha	14°52'23"N	24°40'57"W	748519	1645650
CY-205	E27	Baía da Furna	14°53'06"N	24°40'48"W	748614	1646563
CY-215	E76	Ponta de Rasque/Baixo de Rocha	14°52'23"N	24°40'57"W	747816	1645958
CY-234	E28	Morro das Pedras	14°48'52"N	24°41'48"W	746988	1638892
CY-252	E48	Ribeira do Fundão	14°50'20"N	24°41'08"W	748211	1641571
CY-258	E86	Baixa de Nhô Padre	14°51'59"N	24°44'36"W	741418	1644313
CY-259	E86	Baixa de Nhô Padre	14°51'59"N	24°44'36"W	741418	1644313
CY-264	E88	Ponta Boca de Lapa/Porto do Portete	14°51'27"N	24°44'49"W	741584	1643244
CY-265	E88	Ponta Boca de Lapa/Porto do Portete	14°51'27"N	24°44'49"W	741584	1643244
<i>Calciocarbonatitos extrusivos</i>						
CY-95	E28	Morro das Pedras	14°48'52"N	24°41'48"W	746988	1638892
CY-219	E77	Ponta de Rasque/Baixo de Rocha	14°52'41"N	24°41'28"W	748180	1645814
CY-221	E77	Ponta de Rasque/Baixo de Rocha	14°52'41"N	24°41'28"W	748180	1645814
CY-222	E77	Ponta de Rasque/Baixo de Rocha	14°52'41"N	24°41'28"W	748180	1645814
CY-225	E77	Ponta de Rasque/Baixo de Rocha	14°52'41"N	24°41'28"W	748180	1645814
CY-226	E78	Estrada para o Mato Grande	14°51'56"N	24°41'58"W	746557	1644332
CY-231	E28	Morro das Pedras	14°48'52"N	24°41'48"W	746988	1638892
CY-238	E81	Cachaço	14°50'13"N	24°41'52"W	746740	1641206
CY-241	E81	Cachaço	14°50'13"N	24°41'52"W	746740	1641206
CY-246	E82	Gude de Pomba	14°49'42"N	24°42'09"W	745904	1640138

ANEXO II

COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA MODAL SEMI-QUANTITATIVA

II.1. Simbologia e abreviaturas

Nas tabelas que se seguem recorreu-se, para a quantificação dos minerais observados em lâminas delgadas, à simbologia inspirada em Henriques (2004). Esta e as abreviaturas utilizadas encontram-se discriminadas abaixo. A expressão “matriz fechada”, que pode ser encontrada na coluna das *observações* em algumas tabelas, descreve a granulometria extremamente fina da matriz da rocha, tornando muito difícil a distinção das fases minerais que a constituem.

<i>Abreviatura dos minerais</i>		<i>Quantidades estimadas</i>	<i>Geração cristalina</i>
oliv: olivina	nef: nefelina	◆◆◆◆: Extremamente abundante ($\approx 100\%$)	F: fenocristal
cpx: clinopiroxena	leuc: leucite	◆◆◆: Muito abundante (76-100%)	MF: microfenocristal
anf: anfíbola	cancr: cancrinite	◆◆: Abundante (51-75%)	M: matriz
mica: micas	apat: apatite	◆◆: Frequente (26-50%)	
mel: melanite	carb: carbonatos	◆: Raro/Escasso ($>0-25\%$)	
esf: esfena	eud: eudialite	?: Abundância indeterminada	
oxid: óxidos		×: Ausente	
felds/plag: feldspatos/plagioclase			

II.2. Unidade Inferior

II.2.1. Rochas máficas

Amostra		cpx	anf	mica	felds/ plag	nef	oliv	apat	carb	oxid	minerais alter.	vidro	Obsev
CY-162	F	♦♦♦	×	×	♦♦♦	×	♦♦	×	×	♦	♦♦	×	-----
	MF	♦♦♦♦	×	×	×	×	♦♦	×	×	♦♦		×	
	M	♦♦♦♦	×	×	×	×	×	×	×	♦♦♦♦		×	
CY-165	F	♦♦♦♦	♦	×	×	×	×	×	×	♦♦♦	♦♦♦	×	vesicular
	MF	♦♦♦♦	×	×	×	×	×	♦	×	♦♦♦♦		×	
	M	♦♦♦♦	×	×	×	?	×	♦	×	♦♦♦♦		×	
CY-166	F	♦♦♦	♦♦♦	×	×	×	×	×	×	♦	♦♦	×	vesicular/ matriz "fechada"
	MF	♦♦♦♦	♦♦♦	×	×	×	×	♦	×	♦♦♦		×	
	M	♦♦♦♦	×	×	×	×	×	×	×	♦♦♦		×	
CY-19	F	♦♦♦	×	×	×	×	×	×	×	♦♦♦	♦♦♦	×	vesicular/ matriz "fechada"
	MF	♦♦♦♦	×	×	×	×	×	×	×	♦♦♦♦		×	
	M	♦♦♦♦	♦♦♦	×	?	?	×	×	×	♦♦♦♦		×	
CY-21	F	♦♦♦	×	×	×	×	×	×	×	♦♦♦	♦♦♦	×	-----
	MF	♦♦♦♦	×	×	×	×	×	×	×	♦♦♦♦		×	
	M	♦♦♦♦	♦	×	×	?	×	×	×	♦♦♦♦		×	
CY-4	F	♦♦♦	×	×	×	♦	×	×	×	♦♦	♦♦	×	vesicular/ matriz "fechada"
	MF	♦♦♦♦	×	×	×	×	×	♦♦	×	♦♦♦♦		×	
	M	♦♦♦♦	×	×	×	?	×	×	×	♦♦♦♦		?	
CY-7	F	♦♦♦♦	×	×	×	×	×	×	×	♦♦♦	♦♦	×	-----
	MF	♦♦♦♦	×	×	×	×	×	×	×	♦♦♦♦		×	
	M	♦♦♦♦	♦♦♦	×	?	?	♦♦♦	♦♦	♦	♦♦♦♦		×	
CY-8	F	♦♦♦♦	×	×	×	×	×	×	×	♦♦♦	zeólitos	×	-----
	MF	♦♦♦♦	×	×	×	×	×	×	×	♦♦♦♦		×	
	M	♦♦♦♦	♦	♦	×	?	×	×	×	♦♦♦♦		×	
CY-9	F	♦♦	×	×	×	×	×	×	×	♦♦♦	♦♦	×	vesicular/ matriz "fechada"
	MF	♦♦♦♦	×	×	×	×	×	×	×	♦♦♦♦		×	
	M	♦♦♦♦	×	×	?	?	×	×	×	♦♦♦♦		×	
CY-25	F	♦♦	×	×	×	×	♦♦♦	×	×	♦	♦♦♦	×	-----
	MF	♦♦♦♦	×	×	×	×	♦♦♦	×	×	♦♦		×	
	M	♦♦♦♦	×	♦	×	?	×	×	×	♦♦♦♦		♦	
CY-173	F	♦♦♦	×	×	×	×	♦♦♦	×	×	♦♦	♦♦♦	×	-----
	MF	♦♦♦♦	×	×	×	×	♦♦♦	×	×	♦♦♦		×	
	M	♦♦♦♦	×	×	×	×	×	×	×	♦♦♦♦		×	
CY-174	F	♦♦	×	×	×	×	♦	×	×	♦♦♦	♦♦♦	×	vesicular/ matriz "fechada"
	MF	♦♦♦♦	×	×	×	×	×	×	×	♦♦♦♦		×	
	M	♦♦♦♦	×	×	×	×	×	×	×	♦♦♦♦		×	
CY-11	F	♦♦♦♦	×	×	×	×	♦♦	×	×	♦♦♦	♦	×	vesicular/ matriz "fechada"
	MF	♦♦♦♦	×	×	×	×	×	×	×	♦♦♦		×	
	M	♦♦♦♦	×	×	×	?	×	×	×	♦♦♦♦		×	
CY-82	F	♦♦	×	×	×	♦	♦♦♦♦	×	×	♦	♦♦	×	vesicular/ matriz "fechada"
	MF	♦♦♦♦	×	×	×	×	♦♦♦♦	×	×	♦♦♦		×	
	M	♦♦♦♦	×	×	?	♦♦♦	×	×	×	♦♦♦♦		×	
CY-83	F	♦♦	×	×	×	♦	♦♦♦♦	×	×	♦	♦♦	×	-----
	MF	♦♦♦♦	×	×	×	×	♦♦♦♦	×	×	♦♦♦		×	
	M	♦♦♦♦	×	×	?	♦♦♦	×	×	×	♦♦♦♦		×	
CY-254	F	♦♦	×	×	×	♦	♦♦♦♦	×	×	♦	♦♦	×	vesicular/ matriz "fechada"
	MF	♦♦♦♦	×	×	×	×	♦♦♦♦	×	×	♦♦♦		×	
	M	♦♦♦♦	×	×	?	♦♦♦	×	×	×	♦♦♦♦		×	

II.3. Unidade Intermédia

II.3.1. Rochas máficas e ultramáficas plutónicas (piroxenitos e ijolitos *s.l.*)

Amostra		cpx	anf	mica	esf	pvk	oxid	nef	carb	apat	analc	minerais alter.
Px	CY245	◆◆◆◆	◆◆◆◆	×	◆◆◆	◆	◆◆◆◆	◆	×	×	×	×
	CY55	◆◆◆◆	◆◆◆◆	×	◆◆◆	◆	◆◆◆◆	×	×	×	×	×
Ijolitos s.l.	CY102	◆◆◆◆	×	◆◆◆◆	◆◆◆	×	◆◆◆	◆◆◆	◆	◆◆	×	◆◆
	CY227	◆◆◆◆	◆◆	◆◆◆	◆◆◆	×	◆◆◆	◆◆◆	◆◆	◆◆	×	×
	CY228	◆◆◆◆	◆	◆◆◆	◆◆◆	×	◆◆◆	◆◆◆	◆◆	◆◆◆	◆◆	×
	CY229	◆◆◆◆	◆◆◆	◆◆◆	◆◆◆	×	◆◆◆	◆◆◆	◆◆	◆◆◆	◆◆	×
	CY202	◆◆◆◆◆	◆◆◆	◆◆◆	◆◆	×	◆◆◆◆	◆◆◆	×	◆	×	◆◆
	CY203	◆◆◆◆◆	◆◆◆	◆◆	◆◆	×	◆◆◆	◆◆◆◆	×	×	×	◆◆
	CY178	◆◆◆◆	×	◆◆◆	◆◆◆	×	◆◆◆	◆◆◆◆◆	◆◆	◆◆	◆◆	◆

II.3.2. Sienitos nefelínicos

II.3.2.1. Grupo I

		Composição modal qualitativa aproximada das amostras de <u>sienitos s.l</u> da Unidade Intermédia										
Amostra		cpx	mica	esf	oxid	felds/ plag	nef	carb	cancr	apat	eud	minerais alter.
Grupo I	CY-64	♦	♦	♦	×	♦	♦♦♦	♦	♦	♦	×	×
	CY-118	♦	♦	♦	×	♦♦	♦♦	♦	♦	♦	×	♦
	CY-148	♦	♦	♦	♦	♦	♦♦♦	♦	×	♦	×	♦
	CY-154	♦	×	♦	♦	♦♦	♦♦	♦	♦	♦	×	♦
	CY-158	♦	♦	♦	×	♦	♦	♦	♦	♦	×	♦♦
	CY-190	♦	♦	♦	♦	♦♦	♦	♦	♦	♦	×	♦
	CY-191	♦	♦	♦	×	♦♦♦	×	♦	♦	♦	×	×
	CY-192	×	♦	♦	♦	♦♦	×	♦	♦	♦	×	♦

II.3.2.2. Grupo II

		Composição modal qualitativa aproximada das amostras de <u>sienitos s.l.</u> da Unidade Intermédia										
Amostra		cpx	mica	esf	oxid	felds/ plag	nef	carb	cancr	apat	eud	minerais alter.
Grupo II	CY-33	♦	♦	♦	♦	♦♦	♦♦	×	♦	♦	×	×
	CY-35	♦	♦	×	×	♦	♦♦♦	♦	♦	×	×	♦
	CY-39	♦	♦	♦	♦	♦♦	♦	♦	♦♦	♦	×	×
	CY-48	♦♦	×	♦	×	♦♦	×	×	♦	♦	×	×
	CY-52	♦	♦	♦	♦	♦	♦	×	♦♦	♦	×	×
	CY-69	♦	×	×	×	♦♦♦	♦	×	×	×	♦	×
	CY-101	×	♦	♦	♦	♦♦♦	♦	×	♦	♦	×	♦
	CY-103	♦	♦	♦	♦	♦♦	♦♦	×	♦	×	×	×
	CY-140	♦	♦	♦	♦	♦♦	♦♦	♦	♦	♦	×	♦
	CY-179	♦	×	♦	♦	♦♦	♦♦	×	♦	♦	×	♦
	CY-180	♦	♦	♦	♦	♦♦	×	×	♦♦	×	×	×

II.3.3. Carbonatitos intrusivos

II.3.3.1. Calciocarbonatitos

Amostra		carb	apat	felds-K	cancr	mica	cpx	anf	esf	oxid	minerais alter.
Ca-carbonatitos	CY-23	♦♦♦♦	×	×	×	×	×	×	×	×	×
	CY-56	♦♦♦♦	×	×	×	×	×	×	×	×	×
	CY-236	♦♦♦	×	♦	×	♦	×	×	×	♦	×
	CY-237	♦♦♦	×	×	×	♦	×	×	×	♦	×
	CY-116	♦♦♦	♦	♦	♦	♦♦	♦	×	×	×	×
	CY-139	♦♦♦♦	♦	♦	×	×	×	×	×	×	♦
	CY-142	♦♦♦♦	×	♦	×	×	×	×	×	×	♦
	CY-144	♦♦♦	♦	♦	×	×	♦	×	×	×	♦
	CY-145	♦♦♦♦	♦	♦	×	×	×	×	×	×	♦
	CY-156	♦♦♦♦	♦	♦	×	♦	♦	×	×	×	×
	CY-157	♦♦♦♦	♦	×	×	×	×	×	×	×	♦
	CY-160	♦♦♦♦	×	♦	×	×	×	×	×	×	♦
	CY-161	♦♦♦	♦	♦	×	♦	♦	×	♦	×	♦
	CY-250	♦♦♦♦	×	×	×	×	×	×	×	×	♦

II.3.3.2. Magnesiocarbonatitos

Amostra		carb	apat	felds-K	cancr	mica	cpx	anf	esf	oxid	minerais alter.
Mg-carbonatitos	CY-110	◆◆◆◆	◆	×	×	◆	×	×	◆	×	◆
	CY-111	◆◆◆	◆	◆	×	◆	×	◆	×	×	◆
	CY-112	◆◆◆	◆	◆	×	◆	×	×	◆	×	◆
	CY-113	◆◆◆	◆	◆	×	◆	×	×	×	×	◆
	CY-114	◆◆◆◆	◆	×	×	×	×	◆	×	×	◆
	CY-115	◆◆◆	◆◆	◆	×	×	×	×	×	×	×
	CY-117	◆◆◆	◆	×	×	◆	×	◆	×	×	◆

II.4. Unidade Superior

II.4.1. Rochas máficas

Amostra		cpx	anf	mica	esf	felds/ plag	nef	oliv	hauina	mel	oxid	minerais alter.	vidro	Obsev
CY-31	F	◆◆◆	×	×	×	×	×	×	×	×	◆◆	◆◆	×	vesicular/ matriz "fechada"
	MF	◆◆◆◆	×	◆◆	×	×	×	×	×	×	◆◆◆◆		×	
	M	×	×	×	×	?	?	×	×	×	◆◆◆		×	
CY-32	F	◆◆◆	×	×	×	×	×	×	×	×	×	◆◆	×	vesicular/ matriz "fechada"
	MF	◆◆◆◆	×	×	×	×	×	×	×	×	◆◆◆		×	
	M	×	×	×	×	?	?	×	×	×	?		?	
CY-45	F	◆◆◆	×	×	×	×	×	×	◆	×	×	◆◆◆	×	vesicular/ matriz "fechada"
	MF	◆◆◆◆	×	×	×	×	×	×	×	×	◆◆◆		×	
	M	?	×	×	×	×	×	×	×	×	?		?	
CY-61	F	◆◆◆	◆◆*	×	×	◆	×	×	◆	×	◆	◆◆◆	×	vesicular/ matriz "fechada"
	MF	◆◆◆◆	◆◆*	×	◆◆	×	×	×	×	×	◆◆◆		×	
	M	◆*	×	×	×	?	?	×	×	×	◆◆◆◆		?	
CY-98	F	◆◆◆	×	×	×	×	×	◆◆◆◆	×	×	×	◆◆	×	-----
	MF	◆◆◆◆	×	×	×	×	×	◆◆◆	×	×	◆◆◆◆		×	
	M	◆◆◆◆	×	×	×	?	?	×	×	×	◆◆◆◆		×	
CY-99	F	◆◆◆	×	×	×	×	×	◆◆◆◆	×	×	×	◆◆	×	-----
	MF	◆◆◆◆	×	×	×	×	×	◆◆◆	×	×	◆◆◆◆		×	
	M	◆◆◆◆	×	×	×	?	?	×	×	×	◆◆◆◆		×	
CY-124	F	◆◆	×	×	×	×	×	◆◆◆	◆◆	×	×	◆◆◆	×	vesicular/ matriz "fechada"
	MF	◆◆◆◆	×	×	×	×	×	◆◆	×	×	◆◆◆		×	
	M	?	×	×	×	?	?	×	×	×	◆◆◆◆		?	
CY-199	F	◆◆◆	×	×	×	×	×	◆◆◆	×	×	◆	◆◆◆	×	vesicular/ matriz "fechada"
	MF	◆◆◆◆	×	×	×	◆◆	◆◆	◆◆◆	×	×	◆◆◆		×	
	M	?	×	×	×	?	?	×	×	×	◆◆◆◆		×	
CY-200	F	◆◆◆	×	×	×	×	◆◆	◆◆◆	◆◆◆	×	◆◆	◆◆◆	×	vesicular/ matriz "fechada"
	MF	◆◆◆◆	×	×	×	×	×	◆◆◆	×	×	◆◆◆		×	
	M	?	×	×	×	?	?	×	×	×	◆◆◆◆		?	
CY-247	F	◆◆◆◆	×	×	×	×	×	◆◆◆	×	×	◆◆	◆◆	×	vesicular/ matriz "fechada"
	MF	◆◆◆◆	×	×	×	×	×	◆◆◆	◆◆	◆◆◆	◆◆◆◆		×	
	M	?	×	×	×	?	?	×	×	×	◆◆◆◆		×	

II.4.2. Rochas félsicas

II.4.2.1. Grupo I

Amostra			cpx	anf	mica	esf	felds/ plag	nef	cancr	hauina	leuc	apat	mel	oxid	minerais alter.	vidro
Grupo I	CY-15	F	♦♦♦	x	x	♦♦♦	x	x	x	♦♦♦♦	x	x	x	x	♦♦♦	x
		MF	♦♦♦♦	x	x	♦♦♦	♦♦♦	♦♦♦♦	x	♦♦♦♦	♦♦♦	♦♦	♦♦♦♦	x	♦♦♦	x
		M	♦♦♦	x	x	x	?	?	x	x	?	x	x	x	♦♦♦	x
	CY-138	F	♦♦♦♦	x	x	♦♦♦	x	x	x	♦♦♦♦	x	♦♦	x	x	♦♦♦	♦♦♦
		MF	♦♦♦	x	x	♦♦♦	♦	♦♦♦♦	x	x	x	♦♦	♦♦♦	♦♦	♦♦♦	♦♦♦
		M	♦♦♦	x	x	x	?	?	x	x	x	x	x	x	♦♦	♦
	CY-81	F	♦♦♦♦	x	x	♦♦♦♦	♦♦♦	♦♦♦	x	♦♦♦♦	x	x	♦	♦♦♦	♦♦♦♦	x
		MF	♦♦♦♦	x	x	♦♦♦♦	♦	♦♦♦	x	♦♦♦♦	x	♦♦	♦♦♦	♦♦♦	♦♦♦♦	x
		M	x	x	x	x	?	?	x	x	x	x	x	x	♦♦♦♦	x
	CY-205	F	♦♦♦	x	x	x	x	x	x	♦♦♦♦	x	x	x	x	♦♦♦	x
		MF	♦♦♦♦	x	x	♦	♦	♦	x	♦♦♦♦	x	x	x	x	♦♦♦	x
		M	♦♦♦♦	x	x	x	?	?	x	x	x	x	x	x	♦♦♦	♦♦♦
	CY-215	F	♦♦♦	x	x	x	♦	♦♦	x	♦♦♦	x	x	x	x	♦♦♦	x
		MF	♦♦♦♦	♦♦*	x	x	x	x	x	♦♦♦	x	x	x	♦♦♦	♦♦♦	x
		M	♦♦♦♦	x	x	x	?	?	x	x	x	x	x	x	x	?
	CY-264	F	♦♦♦	x	x	♦♦	x	x	x	♦♦♦	x	x	x	♦♦♦	x	x
		MF	♦♦♦♦	x	x	♦♦♦	♦♦	x	x	x	x	x	x	x	x	x
		M	♦♦♦♦	x	x	x	?	?	x	x	x	x	x	x	♦♦♦♦	x
	CY-30	F	♦♦♦	x	x	♦♦	♦♦	♦	x	♦♦♦	x	x	x	x	♦♦♦	x
		MF	♦♦♦♦	x	x	♦♦♦	♦♦♦	♦♦♦♦	x	♦♦♦♦	♦♦	♦	x	♦	♦♦♦	x
		M	♦♦♦	x	x	x	♦♦	♦♦♦	x	x	x	x	x	x	♦♦♦	♦♦
	CY-197	F	♦	♦*	x	♦/♦*	♦	x	x	♦♦♦♦	x	♦*	x	x	♦♦♦	x
		MF	x	x	x	♦	♦♦♦	♦♦♦♦	x	♦♦♦	♦♦♦	♦	x	x	♦♦♦	x
		M	♦♦♦♦	x	x	x	?	?	x	x	x	x	x	x	♦♦♦♦	x
	CY-198	F	♦♦	x	x	x	x	x	x	♦♦♦	x	x	x	x	♦♦♦	x
		MF	♦♦♦♦	x	x	♦♦♦	♦♦	♦♦	x	♦♦♦	♦♦	♦	x	x	♦♦♦	x
		M	♦♦♦	x	x	x	♦♦	♦♦♦♦	x	?	?	x	x	x	x	x

II.4.2.2. Grupo II

Amostra			cpx	anf	mica	esf	felds/ plag	nef	cancr	hauina	leuc	apat	mel	oxid	minerais alter.	vidro
Grupo II	CY-258	F	×	×	×	×	×	×	×	♦	×	×	×	×	×	×
		MF	♦	×	×	♦	×	♦♦	×	♦♦	♦♦♦	×	×	×	×	×
		M	♦*/♦♦♦	×	♦*	×	♦♦♦	×	×	×	×	×	×	×	♦♦	♦♦♦
	CY-259	F	♦	×	×	♦	×	×	×	×	×	×	×	×	♦	×
		MF	0	×	×	×	♦♦♦	♦♦♦	×	♦♦♦	♦♦♦♦	×	×	×	♦	×
		M	0	×	×	×	♦♦♦	×	×	×	×	×	×	×	♦	♦♦♦♦
	CY-188	F	♦♦	×	×	♦	♦♦	♦♦	♦♦♦	♦♦♦	×	×	×	×	♦♦	×
		MF	♦♦♦♦	×	×	♦♦	♦♦♦	♦♦♦♦	×	×	♦	×	×	×	×	×
		M	×	×	×	×	♦♦	♦♦♦♦	×	×	♦	×	×	×	♦♦♦	×
	CY-105	F	×	×	×	×	♦♦	×	×	♦♦♦	×	×	×	×	♦♦	×
		MF	♦	♦*	×	♦	♦♦♦	♦♦♦♦	×	♦♦♦♦	×	×	×	×	♦♦	×
		M	♦♦♦♦	×	×	×	♦♦♦♦	♦♦♦	×	×	♦♦♦	×	×	×	♦♦♦	♦♦
	CY-234	F	♦♦♦	×	×	♦♦	×	×	×	♦♦♦	×	×	×	♦♦	♦♦	×
		MF	♦♦♦	♦*	×	♦♦♦	♦♦	♦♦	×	♦♦♦	×	×	×	×	♦♦	×
		M	♦♦♦♦	×	×	♦	♦	♦♦♦♦	×	×	×	×	×	×	♦♦♦	×
	CY-252	F	×	×	×	×	×	×	×	♦♦	×	×	×	×	♦	×
		MF	♦	×	×	♦	♦♦♦	♦♦♦♦	×	♦♦	×	×	×	♦♦	♦	×
		M	×	×	×	×	♦♦♦♦	♦♦	×	×	♦♦♦	×	×	×	♦♦	♦♦♦
	CY-80	F	×	×	×	×	♦♦♦	♦♦	×	♦♦♦♦	×	×	×	×	♦♦	×
		MF	♦♦♦	×	×	×	×	♦♦♦♦	×	♦♦♦	×	×	×	♦♦	♦♦	×
		M	×	×	×	×	♦♦♦	?	×	×	×	×	×	×	♦♦♦	?
	CY-168	F	×	♦*	×	♦	♦	×	×	♦♦♦♦	×	×	×	×	♦♦♦	×
		MF	♦	×	×	♦♦	♦♦♦	♦♦♦♦	×	♦♦♦	×	×	×	×	♦♦	×
		M	♦♦♦♦	×	×	×	♦♦	♦♦♦	×	×	♦♦♦	×	×	×	×	×
	CY-27	F	×	×	×	×	♦♦	×	×	♦♦♦	×	×	×	×	♦	×
		MF	♦♦	×	♦	×	♦♦♦	♦♦♦	×	×	×	×	×	×	×	×
		M	♦♦♦♦	×	×	×	♦♦♦♦	♦♦♦♦	×	×	×	×	×	×	♦	♦♦♦
	CY-265	F	×	×	×	×	♦	♦♦	×	♦♦♦	×	×	×	×	♦♦	×
		MF	♦	♦*	×	♦	♦♦♦	♦♦♦♦	×	♦♦	×	×	×	×	♦	×
		M	♦♦♦♦	×	×	×	♦♦	♦♦♦	×	×	♦	×	×	×	♦♦	×
	CY-182	F	×	×	♦	♦	♦	×	×	♦♦♦♦	×	×	×	×	♦	×
		MF	♦	♦*	×	♦	♦♦	♦♦♦	×	×	×	×	×	×	♦	×
		M	♦♦♦	×	×	×	♦♦♦	♦♦♦	×	♦	♦♦	×	×	×	♦♦♦	×
	CY-123	F	×	♦*	♦*	×	♦♦	×	×	♦♦♦♦	×	×	×	×	♦♦♦	×
		MF	♦	×	×	♦	×	♦	×	♦♦♦	×	×	×	×	♦♦♦	×
		M	♦♦♦♦	×	×	×	♦♦♦	♦	×	×	×	×	×	×	♦♦♦	×
	CY-193	F	×	×	×	♦	×	×	×	♦♦♦♦	×	×	×	×	♦♦	×
		MF	♦♦♦	×	×	♦	×	×	×	♦♦♦	×	×	×	×	♦♦♦	×
		M	♦♦♦♦	×	×	♦♦♦	♦♦	♦♦	×	♦♦	♦	×	×	×	♦♦♦	♦♦♦

II.4.3. Carbonatitos extrusivos

Amostra		carb	apat	felds-K	cancr	mica	cpx	anf	esf	oxid	minerais alter.
Ca-carbonatitos	CY-219	♦♦♦♦♦	♦	×	×	×	×	×	×	♦♦♦♦	♦
	CY-221	♦♦♦♦♦	♦	×	×	×	×	×	×	♦♦♦♦	♦
	CY-222	♦♦♦♦♦	♦	×	×	×	×	×	×	♦♦♦♦	♦
	CY-225	♦♦♦♦♦	×	×	×	×	♦	×	×	♦♦♦♦	♦
	CY-95	♦♦♦♦♦	×	♦♦	×	♦♦	♦	×	×	♦♦♦♦	♦
	CY-231	♦♦♦♦♦	×	×	×	♦	♦*	×	×	♦♦♦♦	♦
	CY-238	♦♦♦♦♦	×	×	×	♦*	×	×	×	♦♦♦♦	♦

ANEXO III

METODOLOGIAS E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

III.1. Introdução

Para a concretização desta dissertação foi determinante a aquisição de novos resultados analíticos, uma vez que para a Ilha Brava a base de dados existente até ao início destes trabalhos era bastante reduzida (Capítulo 1).

Pela enorme complexidade litológica e química que se adivinhava caracterizar aquela ilha cabo-verdiana, foi considerado de enorme interesse a obtenção de um conjunto alargado de dados com características geoquímicas diversificadas (química mineral, geocronológicos e elementares/isotópicos de rocha total), permitindo, assim, monitorizar diferentes processos geológicos. Como tal, foram também requeridas técnicas analíticas distintas, realizadas em vários laboratórios equipados para o efeito. As mesmas encontram-se aqui descritas em graus de pormenor distintos. Foi dada maior ênfase aos procedimentos analíticos associados a obtenção dos resultados isotópicos de Sr, Nd, Pb e gases nobres.

Enquanto as análises que levaram à obtenção dos resultados geocronológicos e elementares de rocha total foram realizadas em regime de prestação de serviços por laboratórios certificados [*Noble Gas Mass Spectrometry Laboratory of the Oregon State University* (Corvallis, EUA) e *Activation Laboratories* (Ancaster, Canadá)], no caso dos restantes sistemas isotópicos, cada etapa do procedimento analítico, desde a preparação das amostras e separação dos elementos a analisar até à obtenção dos resultados, foi realizada por mim em estágios efectuados nas instituições respectivas (*Laboratoire de Géochimie et Cosmochimie - Institut de Physique du Globe de Paris*: 2006 e 2009; *Laboratoire des Magmas et Volcans*; 2008), com excepção das análises isotópicas de Pb, cuja parte química foi por mim realizada em Clermont-Ferrand mas as leituras no espectrómetro de massa foram realizadas na *School of Geography, Environment and Earth Sciences* (Victoria University, Wellington, Nova Zelândia).

Nas páginas que se seguem estão descritas as principais metodologias aplicadas ao longo deste trabalho, dando especial destaque às metodologias menos conhecidas no nosso país. Os resultados alcançados pelas respectivas técnicas analíticas encontram-se sumariados no Anexo IV, com excepção dos dados de química mineral, que, pelo elevado número de análises, se optou por apresentá-los somente em suporte electrónico.

III.2. Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

III.2.1. Introdução

O potássio existe na natureza sob a forma de três isótopos com abundâncias claramente distintas (^{39}K , 93.2581%; ^{40}K , 0.0117; ^{41}K , 6.7302; Faure & Mensing, 2005). Destes, o único isótopo radioactivo é o ^{40}K , que decai para ^{40}Ar ($\approx 10.48\%$) via captura electrónica e emissão de positrão (β^+), e para ^{40}Ca ($\approx 89.52\%$) pela emissão de uma partícula β^- . Embora os dois processos de decaimento, teoricamente, possam ser utilizados para datações radiométricas, o método baseado na desintegração K-Ca é limitado pela elevada abundância de ^{40}Ca nos materiais terrestres (Faure & Mensing, 2005). Este constrangimento não se coloca para o método K-Ar, já que o árgon normalmente não faz parte da composição química das rochas, sendo unicamente produzido através do decaimento radioactivo do ^{40}K . Assim sendo, a idade (t) de uma amostra será proporcional à razão $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ medida na actualidade, correspondendo ao tempo decorrido desde a sua formação (ou fecho do sistema) até ao presente (Eq. III.1).

$$t = (1 / \lambda) \ln [1 + (^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}) (\lambda / \lambda_{\text{CE}})] \quad \text{Eq. III.1}$$

onde $\lambda = \lambda_{\text{CE}} + \lambda_{\beta}$, sendo λ_{CE} a constante de decaimento do ^{40}K para o ^{40}Ar e λ_{β} a constante de decaimento do ^{40}K para o ^{40}Ca .

A principal desvantagem deste método aqui sucintamente descrito é que requer análises separadas de Ar e K, em fracções da amostra distintas, utilizando metodologias distintas.

O método de datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ vem suprimir algumas das limitações do método convencional K-Ar. Neste caso, a concentração do potássio é medida em função do ^{39}Ar produzido a partir da desintegração do ^{39}K , que acontece quando a amostra é irradiada por um fluxo de neutrões num reactor nuclear. Como a proporção natural $^{40}\text{K}/^{39}\text{K}$ é constante e conhecida, sabendo a quantidade de ^{39}K é possível determinar a quantidade de ^{40}K , logo também a razão $^{40}\text{K}/^{40}\text{Ar}$ e, consequentemente, a idade (ver Capítulo 4).

III.2.2. Preparação das amostras

As análises geocronológicas realizadas em catorze amostras da Ilha Brava criteriosamente seleccionadas foram determinadas por John Huard pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ no *Noble Gas Mass Spectrometry Laboratory of the Oregon State University* (Corvallis, EUA), dirigido por Robert

Duncan. Os materiais a analisar (separados de minerais, matriz e rocha-total) foram preparados de várias formas dependendo da mineralogia, textura e evidência de alteração.

Numa primeira fase procedeu-se, para cada amostra de rocha, à separação dos constituintes de interesse a analisar. Para aquelas cujo material eleito foi rocha-total, um testemunho com 5 cm de diâmetro foi extraído da amostra inicial com uma broca diamantada e posteriormente subdividido em discos com 100 a 300 mg. Quando a escolha do objecto de análise recaiu na matriz ou em concentrados de minerais, as amostras foram britadas e crivadas (fracção 250-500 μm), e os fenocristais removidos por métodos electromagnéticos, seguida de purificação à lupa. Uma vez separados, os materiais foram imersos em ácido nítrico fracamente concentrado (5% HNO_3) numa cuba de ultra-sons, enxaguados com água deionizada e posteriormente colocados numa estufa. A purificação dos concentrados foi realizada à mão com a ajuda de uma pinça de precisão e de uma lupa binocular. Por fim, as amostras foram limpas com acetona e água deionizada e mais uma vez postas numa estufa (Duncan & Keller, 2004).

III.2.3. Irradiação

Após se verificar que cumprem todos os requisitos para a datação radiométrica, as amostras são introduzidas em tubos cilíndricos juntamente com um padrão internacional de idade conhecida - o *monitor de fluxo* (neste caso particular o FCT-3, "*Fish Canyon Tuff biotite standard*", com 28.03 ± 0.16 Ma; Renne et al., 1998), posicionado em intervalos regulares entre as amostras de idade desconhecida¹. Todo o conjunto segue para o reactor nuclear TRIGA da *Oregon State University* onde é submetido à irradiação com um fluxo de neutrões. O bombardeamento neutrónico tem a duração aproximada de seis horas, com uma potência típica de 1 MW, condições essas que se mostraram adequadas para a obtenção de quantidades de ^{39}Ar suficientes para serem medidas.

Com a irradiação da amostra ocorre, portanto, a produção de ^{39}Ar a partir da desintegração do ^{39}K . Embora aquele isótopo não seja estável, o seu tempo de semi-vida (269 anos) é muito longo quando comparado com tempo a duração da análise, pelo que para este efeito pode ser assim considerado estável. A quantidade de ^{39}Ar produzida é descrita pela expressão seguinte:

¹ O espectro de energia do fluxo de neutrões ao qual uma determinada amostra é exposta durante a irradiação depende da sua posição no porta-amostras. Por essa razão, várias amostras do monitor de fluxo são inseridas neste em posições distintas específicas juntamente com as amostras desconhecidas.

$$^{39}\text{Ar} = ^{39}\text{K} \Delta T \int \varphi(\epsilon) \sigma(\epsilon) d\epsilon \quad \text{Eq. III.2}$$

onde ^{39}K representa o número de átomos deste isótopo na amostra, ΔT é a duração da irradiação, $\varphi(\epsilon)$ é a densidade do fluxo de neutrões em função da energia ϵ , e $\sigma(\epsilon)$ é a secção eficaz de captura do ^{39}K em função da energia dos neutrões.

A quantidade de ^{40}Ar radiogénico produzido pelo decaimento radioactivo do ^{40}K na amostra irradiada é dada por:

$$^{40}\text{Ar}^* = (\lambda_{\text{CE}} / \lambda) ^{40}\text{K} (e^{\lambda t} - 1) \quad \text{Eq. III.3}$$

Após a irradiação da amostra, a razão $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ pode ser determinada dividindo a Eq. III.2 pela Eq. III.3. Porque a avaliação das variáveis φ e σ é complexa, introduziu-se o parâmetro J:

$$J = (\lambda / \lambda_{\text{CE}}) (^{39}\text{K} \Delta T / ^{40}\text{K}) \int \varphi(\epsilon) \sigma(\epsilon) d\epsilon \quad \text{Eq. III.4}$$

o que leva a que a razão $^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}$ possa ser descrita da seguinte forma:

$$^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar} = (e^{\lambda t} - 1) / J \quad \text{Eq. III.5}$$

O monitor de fluxo, com idade t_m conhecida, é então irradiado juntamente com as amostras de idade desconhecida, permitindo assim monitorizar o fluxo de neutrões produzidos no reactor. Conhecida a razão $(^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar})_m$ do monitor, J é calculado pela expressão que se segue:

$$J = (e^{\lambda t_m} - 1) / (^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar})_m \quad \text{Eq. III.6}$$

Dessa forma, o valor do parâmetro J pode ser extrapolado para as restantes amostras analisadas e as suas idades determinadas.

III.2.4. Cálculo das idades

Após a irradiação e o decaimento do ^{39}K para ^{39}Ar , as amostras são introduzidas num sistema de extracção de gás em ultra-vácuo acoplado a um espectrómetro de massa

(informações adicionais acerca do equipamento utilizado podem ser encontradas em <http://www.coas.oregonstate.edu/research/mgg/chronology.html>).

A extracção é realizada aquecendo a amostra em incrementos de temperaturas sucessivamente mais altas até que o material seja completamente fundido e todo o argon libertado (“*incremental step heating*”). A desgaseificação das amostras acontece ao longo de 10 a 16 incrementos de temperatura, dependendo das características individuais de cada uma, entre os 400 e 1400 °C. Os gases extraídos em cada etapa foram então purificados e introduzidos no espectrómetro (MAP 215-50) a fim de se proceder à análise isotópica de argon. Antes do cálculo das idades, realizaram-se as devidas correcções relativas aos brancos analíticos^{II}, fraccionamento de massa e interferências causadas nos isótopos de argon pelo Ca, K e Cl durante a irradiação. Além disso, determinou-se ainda o valor do parâmetro J.

Uma vez conhecidos os valores de ^{40}Ar e ^{39}Ar , a idade da amostra pode ser calculada através da Eq. III.7:

$$t = (1/\lambda) \ln [J (^{40}\text{Ar}^*/^{39}\text{Ar}) + 1] \quad \text{Eq. III.7}$$

Todos os cálculos envolvidos na obtenção dos resultados geocronológicos (idades aparente, idade-*plateau*, idade-isócrona, etc) foram realizados usando o *software* ArArCALC v2.40 de Koppers (2002). A constante de decaimento ($\lambda \pm 2\sigma$) utilizada tem o valor de $(5.530 \pm 0.097) \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$ (Steiger & Jäger, 1977). Para os cálculos dos *plateaux* assumiu-se como composição inicial de argon a composição atmosférica ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} = 295.5$).

III.3. Análises de química mineral

As análises de química mineral foram realizadas em lâminas polidas de diversas amostras representativas do vasto leque de tipos litológicos que afloram na Ilha Brava. Para tal foi usado, sob orientação do Doutor Pedro Rodrigues, o equipamento JEOL SUPERPROBE, modelo JXA-8200, WD/ED COMBINED MICROANALYZER, do Laboratório de Microsonda Electrónica do Centro Geologia da Universidade de Lisboa (CeGUL) localizado no Departamento de Geologia da Faculdade de Ciências (GeoFCUL).

^{II} Os brancos consistem em experiências realizadas sem amostras, ainda que sob as mesmas condições se as houvesse, permitindo assim conhecer o efeito de memória no equipamento que acontece com a passagem sucessiva das amostras.

Tabela III.1 - Listagem dos materiais de referência usados na calibração das análises de cada elemento químico nos diferentes minerais em questão.

Elemento	Piroxena	Olivina	Óxidos	Anfibola	Micas	Feldspato	Nefelina	Apatite	Esfena	Carbonatos
Si	Diópsido	Olivina	-----	Piropo	Piropo	Sanidina	Sanidina	-----	Almandina	-----
Ti	Rútilo	Rútilo	Rútilo	Rútilo	Rútilo	Rútilo	Rútilo	-----	Rútilo	-----
Al	Jadeite	Almandina	Plagioclase	Plagioclase	Almandina	Sanidina	Sanidina	-----	Plagioclase	-----
Fe	Almandina	Almandina	Hematite	Almandina	Almandina	Almandina	Almandina	Almandina	Hematite	Almandina
Mn	Bustamite	Bustamite	Bustamite	Bustamite	Bustamite	-----	-----	Bustamite	Bustamite	Bustamite
Mg	Diópsido	Olivina	Periclase	Diópsido	Almandina	Almandina	Almandina	-----	Periclase	Almandina
Ca	Diópsido	Diópsido	-----	Diópsido	Apatite	Diópsido	Diópsido	Apatite	Diópsido	Apatite
Na	Jadeite	-----	-----	Jadeite	Jadeite	Jadeite	Jadeite	Jadeite	Jadeite	Jadeite
K	Sanidina	-----	-----	Sanidina	Sanidina	Sanidina	Sanidina	-----	Sanidina	-----
P	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	Apatite	-----	-----
Ba	-----	-----	-----	-----	Barite	Benitoite	Benitoite	-----	Barite	Barite
Sr	-----	-----	-----	-----	-----	Celestite	Celestite	Celestite	-----	Celestite
Cr	Óxido crômico	Óxido crômico	Óxido crômico	Óxido crômico	Óxido crômico	-----	-----	-----	Óxido crômico	-----
Ni	-----	Silicato de níquel	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Zn	-----	-----	Willemite	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
La	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	Monazite	Monazite	-----
Ce	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	Monazite	Monazite	-----
Nd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	REE 6	REE 6	-----
Nb	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	LiNbO3	-----
Ta	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	LiTaO3	-----
Zr	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	Zirconia	-----
F	-----	-----	-----	-----	Fluorite	-----	-----	Fluorite	Fluorite	-----
Cl	-----	-----	-----	-----	Tugtupite	-----	-----	Tugtupite	-----	-----

A esmagadora maioria dos grupos minerais foram analisados com um potencial de aceleração de 15 kV, um feixe electrónico de 5 μm e uma corrente de emissão de 25 nA. No entanto, devido à fraca estabilidade apresentada por algumas espécies (e.g., carbonatos, feldspatóides) quando sujeitas ao feixe electrónico, com consequente perda de elementos voláteis (e.g., o Na), foi utilizado nestes casos um diâmetro mais largo que nunca ultrapassou

os 20 μm . A incerteza dos resultados encontra-se abaixo dos 2% para os elementos estequiométricos.

As análises realizadas em cada fase mineralógica foram calibradas usando as composições dos materiais de referência discriminados na Tabela III.1. Pelo extenso número de análises realizadas, as tabelas onde constam as composições químicas e respectivas distribuições catiónicas das principais fases minerais constituintes das litologias amostradas no âmbito deste trabalho encontram-se publicadas somente em suporte electrónico (ficheiro Excel: “ANEXO IV.2 Análises de química mineral.xlsx”).

III.4. Análises químicas elementares de rocha total

As análises químicas de rocha total (elementos maiores e traço) foram realizadas no *Activation Laboratories Ltd.* (Actlabs), Canadá, tendo sido seleccionado o pacote analítico “4Lithores - Lithium Metaborate/Tetraborate Fusion - ICP and ICP/MS”. Este permitiu analisar a totalidade dos óxidos de elementos maiores e um largo conjunto de elementos menores e traço com limites de detecção adequados ao presente estudo (ver Tabela III.2).

O protocolo aplicado às amostras estudadas encontra-se detalhadamente descrito em <http://www.actlabs.com/>. Nos parágrafos que se seguem este é apresentado de uma forma muito sucinta.

As amostras enviadas para aquele laboratório foram preparadas e analisadas em lotes, dos quais constaram também padrões certificados, duplicados das amostras e “brancos”^{III}.

Para a determinação da composição elementar, as amostras são previamente sujeitas a um conjunto de procedimentos químicos. Estes envolvem a digestão ácida da amostra pulverizada, que tem por objectivo destruir a rede cristalina dos minerais e obter sais solúveis dos elementos químicos constituintes. Assim, as amostras são misturadas com metaborato de lítio e tetraborato de lítio e fundidas num forno de indução. O fundido resultante é imediatamente misturado com uma solução de HNO_3 a 5% contendo um *standard* interno e agitado até à dissolução completa (≈ 30 min).

Transformadas as amostras em soluções aquosas, segue-se a determinação da quantidade de cada elemento químico presente. Os elementos maiores foram analisados, sob a forma de óxidos, por espectrometria de emissão óptica com plasma indutivamente acoplado (ICP-

^{III} Em ingles, “*method reagent blank*”.

OES^{IV}), usando um dos seguintes equipamentos, Thermo Jarrell-Ash ENVIRO II ICP e Spectro Cirros ICP. Os elementos traço foram determinados por espectrometria de massa com plasma indutivamente acoplado (ICP-MS^V), usando os equipamentos: Perkin Elmer SCIEX ELAN 6000, 6100 ou 9000 ICP-MS (com excepção do Sc, V, Ba and Sr, os quais foram analisados por ICP-OES). O flúor foi determinado usando a técnica de eléctrodos de iões selectivos (ISE^{VI}) e o CO₂ por coulometria.

As análises de ICP-OES e ICP-MS foram calibradas usando sete preparados USGS e materiais de referência certificados pelo CANMET. Um dos sete padrões é usado durante a análise para cada grupo de dez amostras de forma a monitorizar qualquer deriva instrumental que possa ocorrer. O rigor das análises pode ser aferido através da leitura da Tabela III.2 onde estão expostos os resultados obtidos em padrões certificados (*standards*).

A análise de duplicados dá uma estimativa da reprodutibilidade total (precisão) das análises efectuadas. A reprodutibilidade foi, no geral, melhor que 3% para os elementos maiores (i.e., SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O e P₂O₅), 7% para as terras raras, 5% para os elementos geralmente considerados fortemente incompatíveis em contexto oceânico (i.e., Rb, Ba, U e Th) e 6% para o CO₂.

^{IV} *Inductively Coupled Plasma-Optical Emission Spectrometry.*

^V *Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry.*

^{VI} *Ion-Selective Electrode technique.*

Tabela III.2 - Valores determinados (Medido) e valores de referência (Ref) para os *padrões* internacionais (BIR-1: “Icelandic Basalt”, USGS; “Diabase”, USGS; “Syenite”, CANMET). Os dados sublinhados referem-se aos *valores propostos*, os dados seguidos por “*” são *valores informativos*; todos os restantes são *valores recomendados* (Govindaraju, 1994). Também apresentados estão os limites de detecção para cada elemento analisado.

Standard	BIR-1		W-2a		SY-3		Limite de detecção
	Medido	Ref	Medido	Ref	Medido	Ref	
Elementos maiores (wt.%)							
SiO ₂	47.71	47.77	52.07	52.44	59.87	59.68	0.01
TiO ₂	0.97	0.96	1.07	1.06	0.15	0.15	0.001
Al ₂ O ₃	15.63	15.35	15.24	15.35	11.61	11.76	0.01
Fe ₂ O ₃ ^T	11.26	11.26	10.82	10.74	6.50	6.49	0.01
MnO	0.168	0.171	0.166	0.163	0.328	0.320	0.001
MgO	9.58	9.68	6.35	6.37	2.59	2.67	0.01
CaO	13.14	13.24	10.87	10.87	8.33	8.25	0.01
Na ₂ O	1.82	1.75	2.20	2.14	4.08	4.12	0.01
K ₂ O	0.01	0.027	0.68	0.63	4.19	4.23	0.01
P ₂ O ₅	0.03	0.046*	0.14	0.13	0.58	0.54	0.01
F	0.03	<u>0.044</u>	0.02	0.205	0.71	0.70	0.01
Elementos traço (ppm)							
Sc	44	44	36	35	8	<u>6.8</u>	1
V	343	313	278	262	53	<u>50</u>	5
Cr	380	382	100	93	< 20	11	5
Co	50	51.4	46	44	8	<u>8.8</u>	1
Ni	160	166	70	70	< 20	<u>11</u>	20
Cu	120	126	110	103	< 10	<u>17</u>	10
Zn	70	71	100	77	230	244	30
Rb	< 1	0.25	21	20	205	206	1
Sr	108	108	190	194	307	302	2
Y	16.1	16	22.8	24	740	718	0.5
Zr	14	<u>15.5</u>	90	94	339	<u>320</u>	1
Nb	0.4	<u>0.6</u>	6.8	<u>7.9</u>	166	<u>148</u>	0.2
Cs	< 0.1	<u>0.005</u>	0.9	0.99	2.6	<u>2.5</u>	0.1
Ba	8	7*	168	182	446	<u>450</u>	3
La	0.75	0.62	11.4	11.4	1400	1340	0.05
Ce	2.07	1.95	25.1	24	2430	2230	0.05
Pr	0.4	0.38	2.99	5.9*	224	223	0.01
Nd	2.51	2.5	13.1	<u>14</u>	737	<u>670</u>	0.05
Sm	1.11	1.1	3.27	3.25	123	<u>109</u>	0.01
Eu	0.588	0.54	1.24	1.1	18.7	17	0.005
Gd	1.75	1.85	3.5	3.6	113	105	0.01
Tb	0.41	0.36	0.68	<u>0.63</u>	21.9	<u>18</u>	0.01
Dy	2.81	2.5	4.12	3.8	137	<u>118</u>	0.01
Ho	0.57	0.57	0.78	0.76	27.60	29.50	0.01
Er	1.81	1.70	2.33	<u>2.50</u>	87.40	<u>68.00</u>	0.01
Tm	0.274	0.260	0.353	<u>0.380</u>	12.6	11.6	0.005
Yb	1.74	1.65	2.18	2.05	69.30	62*	0.01
Lu	0.265	0.260	0.323	0.330	8.570	<u>7.900</u>	0.002
Hf	0.6	0.6	2.5	2.6	10.6	<u>9.7</u>	0.1
Ta	0.03	<u>0.04</u>	0.52	<u>0.50</u>	23.80	30.00	0.01
Th	0.07	<u>0.03</u>	2.36	2.2	1000	1003	0.05
U	0.02	<u>0.01</u>	0.54	<u>0.53</u>	691	650	0.01

III.5. Análises químicas isotópicas de Sr, Nd e Pb

As análises isotópicas de Sr e Nd foram realizadas no Laboratoire des Magmas et Volcans (*LMV*; Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, França), durante um estágio que realizei em 2008 sob a orientação de Régis Doucelance, utilizando um Finnigan Triton, espectrómetro de massa de tipo TIMS (ionização térmica). As razões isotópicas de Pb, por sua vez, foram determinadas, por Marc-Alban Millet na School of Geography, Environment and Earth Sciences (Victoria University, Wellington, Nova Zelândia), por MC-ICP-MS, num espectrómetro de massa Nu Plasma (Nu Instruments).

Todo o processo químico (lixiviação^{VII}, digestão ácida e pré-concentração; ver subcapítulo III.5.1), que antecedeu as análises isotópicas de Sr, Nd e Pb por espectrometria de massa foi por mim realizado no *LMV* sob a orientação de Chantal Bosq (Técnica de Laboratório do CNRS - Centre National de la Recherche Scientifique).

As primeiras etapas de tratamento laboratorial, no entanto, foram realizadas segundo os procedimentos laboratoriais em uso no Departamento de Geologia da FCUL, e consistiu na pulverização, homogeneização e quarteamento de amostras de rocha seleccionadas.

III.5.1. Preparação das amostras para análise: separação química por cromatografia

III.5.1.1. Separação conjunta do Sr e Nd

A utilização da técnica de espectrometria de massa por TIMS requer quase sempre a separação prévia do elemento de interesse contido na amostra geológica. O procedimento de preparação das amostras estudadas incluiu a lixiviação e digestão ácida das mesmas, segundo o protocolo descrito abaixo.

III.5.1.1.1. Pré-tratamento químico (lixiviação) e digestão ácida da amostra de rocha pulverizada

Antes da digestão ácida, as amostras (100 mg) foram lixiviadas a quente (75 °C) durante 3 horas, com 3 ml de ácido clorídrico (HCl 6M) no caso das rochas silicatadas e com água destilada (3 ml) no caso dos carbonatitos (Fig. III.1).

^{VII} Na literatura inglesa este processo designa-se por *leaching*.



Fig. III.1 – Recipientes Savillex® sobre placa aquecida durante o processo de lixiviação do pó de rocha a fim de eliminar os traços de alteração.

Após a remoção do produto da lixiviação, e tendo secado as amostras sobre placa aquecida a 75 °C, seguiu-se a dissolução do resíduo da etapa anterior, também a quente (75 °C), com uma mistura de 2 ml de ácido fluorídrico (HF 29M) e 0.5 ml de ácido nítrico (HNO₃ 14M) durante 24 horas (em recipientes Savillex® fechados). Este método consiste em quebrar todas as ligações químicas existentes na rede cristalina dos minerais das rochas de forma a colocar em solução os seus elementos.

Posteriormente, uma mistura de 0.2 ml de ácido perclórico (HClO₄ 12M) e 3 ml de ácido nítrico (HNO₃ 7M) foi adicionada com o objectivo de eliminar quaisquer vestígios de fluoretos (e.g., SiF₆, CaF₂) ainda existentes. Esse processo foi realizado por evaporação diferencial (com os recipientes Savillex® abertos): primeiro sobre placa aquecida (a 50 °C durante 3 dias e, seguidamente, a 95 °C por 6 horas), depois sob um radiador térmico (*epiradiator*) por mais 2 horas. Seguiu-se a adição de 5 ml de ácido clorídrico destilado (HCl 6M), mantendo os recipientes sobre placa aquecida a 75 °C durante 24 horas, e subsequente secagem das amostras a 65 °C.

O resíduo deste processo foi recuperado através da adição de 10 ml de ácido clorídrico (HCl 1.25M), tendo sido a mistura previamente centrifugada durante 10 minutos.

III.5.1.1.2. Separação química

A separação química do Sr e Nd nas amostras em questão é feita em três etapas e quatro colunas sucessivas, segundo o protocolo definido por Pin & Bassin (1992) e Pin et al. (1994). A primeira etapa consiste em separar o Fe, já que este elemento provoca um efeito inibidor no

poder de separação das colunas seguintes, usando para tal colunas com resina AG50X4 (Fig. III.2A). A segunda etapa permite separar, por meio de uma “cascata” de colunas, o Sr e as terras raras (entre as quais o Nd) dos restantes elementos (Fig. III.2B). Por fim, a última etapa permite a separação do Nd dos restantes elementos do grupo das terras raras (Fig. III.2C).



Fig. III.1 – (A) Colunas para a separação e eliminação do Fe das amostras por meio da passagem pelas colunas de resina catiónica (AG50-X4). Esta purificação impede a inibição do poder de separação das colunas cromatográficas seguintes. (B) Cascata de colunas para a separação conjunta de Sr e elementos das terras raras. (C) Colunas para a separação do Nd dos restantes elementos do grupo das terras raras.

III.5.1.2. Separação do Pb

O protocolo seguido para a dissolução das amostras que precede a separação do Pb é o de Manhès et al. (1978). Os ataques foram feitos em 150 mg de pó a fim de maximizar a quantidade de Pb disponível para análise.

III.5.1.2.1. Procedimento de ataque à amostra de rocha pulverizada

O procedimento de dissolução das amostras pulverizadas a fim de separar o Pb é distinto do procedimento aplicado no ataque que antecede a separação do Sr e Nd. Numa primeira etapa, a dissolução foi feita através da mistura de 3 ml de ácido fluorídrico (HF 29M) com 0.3 ml de ácido nítrico (HNO₃ 16M), a 100 °C, durante 24 horas (em recipientes Savillex®).

fechados). Seguiu-se a introdução de 3 ml de ácido brómico concentrado (HBr 8M) (Fig. III.3). Esta etapa permite formar preferencialmente brometos de Pb, que apresentam a vantagem de serem solúveis, enquanto os fluoretos de Pb não o são. Desta forma, a simples adição de ácido brómico diluído após a evaporação dos compostos anteriormente introduzidos permite extrair o Pb do resíduo de ataque. A lavagem deste resíduo após a primeira extracção da fracção líquida permite assegurar uma recuperação quase total do Pb contido na amostra.



Fig. III.2 – Previamente à separação do Pb, efectua-se a dissolução das amostras por ataque ácido, num procedimento segundo Manhês et al. (1978).

Por fim, a mistura foi levada à evaporar sobre placa aquecida (a 75 °C), seguindo-se a adição de 6 ml de ácido brómico diluído (HBr 0.8M), mantendo os recipientes aquecidos a 50 °C durante 24 horas.

III.5.1.2.2. Separação química

A separação química do Pb foi feita por meio de resinas ditas aniónicas (≈ 0.2 ml de resina AG1-X8 com 100 a 200 mesh) (Fig. III.4). Estas resinas possuem a particularidade de reter os complexos aniónicos (entre os quais o PbBr^3), deixando passar todos os catiões. De facto, a grande maioria dos elementos contidos na solução introduzida é eliminada logo na primeira etapa do protocolo. Além disso, o contraste de comportamento da resina, entre um meio em ácido brómico e um meio em ácido clorídrico diluído, assegura um rendimento de separação bastante elevado. Na primeira passagem das amostras pelas colunas é introduzido um grande volume de solução (4 ml). A importância deste volume prende-se com a quantidade de pó atacado, sendo necessário um volume de ácido considerável para uma eficaz dissolução e aproveitamento do Pb da amostra.

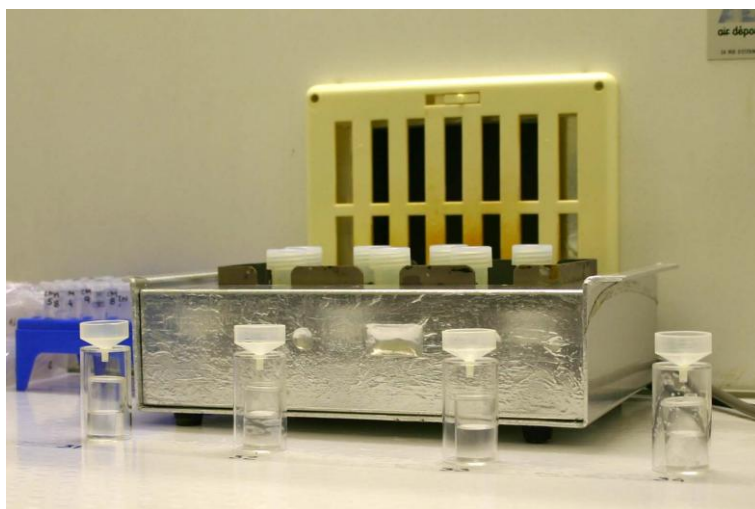


Fig. III.3 - Protocolo de separação do Pb das amostras (Manhês et al., 1978), através de resinas aniónicas (AG1-X8).

Após a recuperação do Pb em 2 ml de ácido clorídrico (HCl 7M), uma segunda passagem pelas colunas (após a substituição da resina usada por outra nova) assegurou a purificação do concentrado de Pb. Nesta última fase não se procedeu à evaporação da amostra recuperada. De facto, a adição de HBr concentrado permitiu alcançar uma solução adequada para ser novamente introduzida nas colunas.

III.5.2. Análise das composições isotópicas por espectrometria de massa

III.5.2.1. Princípios de funcionamento

Como referido anteriormente, as análises das razões isotópicas de Sr e Nd foram realizadas utilizando o TRITON, um espectrómetro de massa por termo-ionização (TIMS^{VIII}) (Fig. III.5). Esta técnica de espectrometria de massa consiste na produção de iões através da evaporação controlada do analito^{IX} que é depositado sobre um filamento de metal (neste caso, tungsténio) aquecido por meio de uma corrente eléctrica (Thirlwall, 1997).

Após a separação química, de cada amostra foram obtidos concentrados purificados do elemento que se pretendia analisar. Seguidamente, este foi diluído em ácido nítrico (HNO₃ 0.05M), sendo que a quantidade adicionada deste ácido variou em função do teor (em ppm) do elemento em questão na amostra. Uma pequena fracção dessa solução ($\approx 1\mu\text{l}$) foi, então, depositada sobre um filamento de tungsténio (onde previamente se havia depositado uma

^{VIII} TIMS é o acrónimo, na literatura inglesa, de “*Thermal Ionisation Mass Spectrometry*”.

^{IX} Parte da amostra que foi sujeita a análise química (*in* <http://pt.wikipedia.org/wiki/Analito>).

ínfima porção de ácido fosfórico (H_3PO_4). Este, tendo a particularidade de ser viscoso, é utilizado por forma a se obter um depósito de amostra, o menos disperso possível, sobre o filamento.



Fig. III.4 – Aspecto do espectrómetro de massa por termo-ionização (TIMS) TRITON instalado no Laboratoire des Magmas et Volcans (LMV; Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, França), onde foram realizadas as análises de Sr e Nd apresentadas nesta tese.

A amostra foi, então, introduzida dentro do espectrómetro. Aí uma corrente eléctrica variando entre 2 e 3 amperes (consoante o elemento medido e a quantidade de amostra) percorre o filamento, primeiro evaporando e depois ionizando o depósito. Uma vez os iões formados, estes são acelerados por um campo magnético (≈ 10 kV) e focalizados de forma a se obter um feixe de iões rectilíneo. Seguidamente, este feixe faz um percurso circular sob efeito de um campo magnético que permite separar os iões em função da sua razão massa/carga. Todos os iões formados (no caso do Sr e Nd) estão carregados positivamente, logo as diferentes trajectórias descritas por eles são inteiramente dependentes das diferenças de massa entre cada isótopo quantificado. Uma vez separados, os feixes de iões podem ser refocalizados antes de serem colectados pelos detectores.

Dois tipos de detectores estão disponíveis neste equipamento: (i) os detectores de Faraday (o espectrómetro de massa TRITON possui 9 detectores); ou (ii) o SEM (“*Secondary Electron Multiplier*”, ou seja, multiplicador de electrões secundários). Os detectores de Faraday estão reservados para os sinais de forte intensidade e possuem um limite de saturação a 50 V de sinal, para um ruído de fundo da ordem dos 10 μV . Os sinais de mais fraca intensidade (alguns

μV a alguns mV) podem ser quantificados no SEM. As composições isotópicas de Sr e Nd são captadas através de vários volts de sinal e, portanto, são medidas pelos detectores de Faraday. Cada ião que alcança um detector vai libertar a sua carga e produzir uma corrente eléctrica. A quantificação das correntes medidas está directamente relacionada com as abundâncias isotópicas nas amostras.

São de considerar dois parâmetros a fim de se obter uma medição precisa da composição isotópica de um elemento por espectrometria de massa por termo-ionização. Em primeiro lugar, o efeito de discriminação de massa devido a evaporação preferencial dos isótopos mais leves em relação aos mais pesados aquando do aquecimento da amostra. Em segundo lugar, o rendimento de ionização da amostra, podendo, se for muito baixo, interferir na quantidade de sinal detectado ao nível dos detectores de Faraday.

Em TIMS, o efeito da discriminação de massa é o principal factor a provocar um desvio na medição das razões de abundância isotópica em relação ao valor real. Este efeito traduz-se por um favorecimento da evaporação dos isótopos leves logo no início da análise, o que provoca alguma discrepância nas razões obtidas (a razão isótopo pesado/isótopo leve é mais baixa do que deveria ser). De facto, com o decorrer da análise, a razão isótopo pesado/isótopo leve tende a incrementar-se. É possível corrigir este efeito desde que se conheça o valor real das razões de abundância entre dois isótopos. No caso do Sr e Nd, utilizam-se as razões de abundância de isótopos não radiogénicos destes elementos ($^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$). A diferença entre o valor medido e o valor real destas razões é inteiramente devida ao efeito de discriminação de massa. O factor de discriminação de massa assim calculado é usado para corrigir de forma interna, ou seja, durante a análise, o desvio na razão isotópica pretendida.

A ionização das amostras é um parâmetro de extrema importância na aquisição das razões isotópicas. Trata-se efectivamente do momento em que se produz um feixe de iões que posteriormente à separação por massas será analisado nos detectores Faraday. Ao elevar-se a temperatura, o depósito de amostra sobre o filamento vai, em primeiro lugar, sofrer uma etapa de evaporação; posteriormente, ao se atingir um nível de aquecimento mais elevado dá-se a ionização. Uma diferença considerável entre as duas temperaturas pode causar interferências significativas na intensidade do sinal. Por esta razão, adoptou-se uma montagem em duplo filamento para as análises de Sr e Nd (Fig. III.6). Esta montagem consiste em colocar um filamento virgem (ionizador) em frente do filamento portador da amostra (evaporizador). O filamento ionizador estará a uma temperatura bastante elevada logo desde o início da emissão, enquanto o filamento evaporizador verá a sua temperatura aumentar lentamente até atingir a

temperatura adequada para a análise. Desta forma, os átomos evaporados entram em contacto com o filamento ionizador a alta temperatura e são imediatamente ionizados.

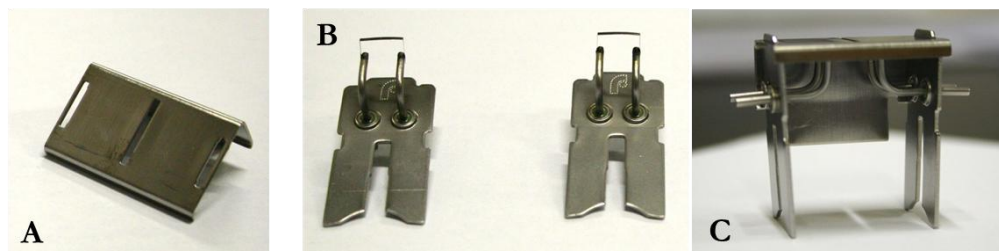


Fig. III.5 - Montagem em duplo filamento de Tungsténio para as análises de Sr e Nd. Os dois filamentos representados em B são montados por meio da peça mostrada na imagem A, adquirindo o aspecto final que se apresenta em C.

O procedimento de obtenção de resultados isotópicos para uma amostra não termina com a saída de um valor numérico findo o processo analítico. De facto, é ainda necessário proceder à correcção de alguns factores de interferência, seja ela causada por isótopos de elementos diferentes com a mesma massa (interferência isobárica), seja pelo efeito de fraccionamento causado pelo próprio equipamento entre isótopos leves e pesados.

Assim, as medidas das razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram corrigidas para a fraccionação de massa usando o valor de $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ e normalizadas para o *standard* NIST SRM987 ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71025$; Faure & Mensing, 2005) após corrigida a interferência do ^{87}Rb . As razões isotópicas de Nd foram corrigidas para a fraccionação de massa usando o valor de $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ e normalizadas para o *standard* Rennes-AMES *standard* ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.71025$; Chauvel & Blichert-Toft, 2001). A repetição das análises dos dois *standards* resultou em valores das razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ iguais a 0.710246 ± 0.000005 (2σ , $n = 16$) e 0.511961 ± 0.000007 (2σ , $n = 12$), respectivamente.

No caso do Pb, a discriminação de massa foi corrigida para o valor médio do *standard* NBS981 para o qual os seguintes valores são admitidos: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9416$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5000$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7262$ (Baker et al., 2004). A precisão das medições das razões isotópicas de Pb foi avaliada através da análise do *standard* JB2, tendo sido obtidos os seguintes valores médios: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.3423$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5614$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.2760$, os quais se projectam dentro do erro analítico admitido por Baker et al. (2004). A reprodutibilidade das medições foi determinada por meio de repetidas medições do *standard* JB2 (2σ , $n = 11$), sendo os resultados obtidos iguais a 136 ppm, 205 ppm e 223 ppm para

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, respectivamente. Todos os duplicados de amostras realizados encontram-se dentro do erro.

III.6. Isótopos de gases nobres: He, Ne, Ar, Kr e Xe

As análises isotópicas de gases nobres foram realizadas no Laboratoire de Géochimie et Cosmochimie do Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP, França) durante dois estágios (Maio a Julho 2006 e Julho de 2009) que ali realizei sob a orientação do Prof. Manuel Moreira. A maior parte dos dados foi obtida em 2006 utilizando o espectrómetro de massa ARESIBO I, tendo-se produzido resultados a partir dos concentrados de olivina das rochas máficas da Unidade Inferior e dos concentrados de calcite e apatite das rochas carbonatíticas da Unidade Intermédia. Os dados isotópicos de He e Ne determinados a partir dos concentrados de olivina das rochas máficas da Unidade Superior foram obtidos três anos depois utilizando um equipamento recentemente adquirido na altura, o NOBLESSE.

Uma vez que as análises foram efectuadas em concentrados minerais, importa, antes de mais, expor em traços muito gerais a metodologia aplicada para a sua obtenção. Segue-se uma apresentação mais ou menos pormenorizada das características e modo de operação do espectrómetro de massa ARESIBO I e respectivas linhas de extracção e purificação.

III.6.1. Obtenção dos concentrados minerais

As amostras previamente seleccionadas para este método de análise foram primeiro sujeitas a sucessivas fases de fragmentação tendo em vista a obtenção dos concentrados minerais. Estes englobam, como já referido, olivinas (8 amostras), apatites (5 amostras) e carbonatos (6 amostras). Todo o procedimento laboratorial foi realizado nas instalações do GeoFCUL.

A primeira etapa consistiu na fragmentação das amostras, quer por prensa hidráulica quer recorrendo a um moinho de maxilas, de forma a obter um granulado grosseiro onde os diversos constituintes da rocha passariam a estar individualizados.

Seguidamente procedeu-se à separação dos fragmentos em diversas classes granulométricas, definidas a partir da observação prévia das amostras de mão e lâminas delgadas. Tendo em consideração a dimensão dos cristais, a sequência de crivos mais adequada no caso das olivinas foi dos 0.125 a 1.0 mm, enquanto para as apatites e carbonatos foi de 0.063 a 0.1 mm.

Para o caso das olivinas, e após identificada a classe granulométrica com maior abundância deste mineral, procedeu-se à sua separação dos restantes constituintes da rocha com o auxílio do separador magnético Frantz. A purificação final do concentrado foi realizada à mão com a ajuda de uma pinça de precisão e de uma lupa binocular. Este método permitiu escolher apenas os cristais que não apresentavam alteração secundária aparente e que não continham matriz associada.

Relativamente à apatite, a sua separação dos restantes minerais foi conseguida recorrendo ao separador electromagnético Frantz. Por forma a eliminar possíveis vestígios de matriz ou de outros minerais, o concentrado assim obtido foi atacado com ácido acético a 10%, já que a utilização de ácido clorídrico, mesmo em concentrações muito fracas, resultou na destruição parcial do fosfato. Posteriormente, com a ajuda de uma lupa binocular e com uma pinça de precisão, removeram-se todos os cristais alterados ou de outra natureza, elevando ainda mais o grau de purificação das amostras. Os cristais de carbonato, por sua vez, já separados dos cristais de apatite pelo método electromagnético foram escolhidos à mão com uma pinça.

Já nas instalações laboratoriais do Institut de Physique du Globe de Paris, todos os concentrados de olivina foram imersos em ácido fluorídrico a 7M numa cuba de ultra-sons, durante 5 a 10 minutos, permitindo assim remover qualquer vestígio de matriz que ainda estivesse agregado aos cristais. Com este procedimento pretendeu-se evitar uma eventual contaminação radiogénica resultante da adição de material da matriz. Por fim, seguiu-se a lavagem dos mesmos numa cuba de ultra-sons com água destilada, etanol a 95% e acetona, retirando assim toda a presença de ácido.

Os cristais de apatite e carbonato foram mergulhados apenas em etanol e acetona, na cuba de ultra-sons, em lavagens sucessivas até se verificar uma completa transparência dos líquidos. Exceptua-se a amostra de apatite CY-161, que foi sujeita a sucessivas lavagens com água oxigenada a 30% na cuba de ultra-sons de forma a remover a patina de material que ainda se encontrava anexa aos cristais.

III.6.2. Procedimento analítico

Aquando dos estágios que realizei no Laboratoire de Géochimie et Cosmochimie, este encontrava-se equipado com três espectrómetros de massa – ARESIBO I (Fig. III.7), ARESIBO II e NOBLESSE (Nu Instruments©), destinados à análise de todos os isótopos de gases nobres presentes nas rochas.

Tendo sido o meu contacto com o funcionamento do espectrómetro de massa NOBLESSE extremamente limitado, nomeadamente devido a constrangimentos de tempo, não disponho dos conhecimentos necessários para descrever aqui detalhadamente as suas especificações e modo de operação. Por essa razão, a descrição que se segue diz apenas respeito ao espectrómetro ARESIBO I, com o qual tive a oportunidade de trabalhar durante os três meses de permanência naquele laboratório. Os procedimentos analíticos relativos ao NOBLESSE podem ser encontrados em Moreira et al. (2011).

O nome “ARESIBO” reflecte as iniciais dos investigadores que de alguma forma contribuíram para a sua criação: Allègre, REynolds, Signer e Baur. Inicialmente, estes dois instrumentos de análise (linha e espectrómetro) foram desenvolvidos em vidro. O interesse da utilização deste material na análise isotópica de gases nobres está relacionado com o fraco poder de adsorção dos gases por superfícies de vidro comparativamente a superfícies metálicas. Esta propriedade assegura brancos analíticos e ruídos de fundo bastante baixos e, sobretudo, constantes para os gases pesados (Ar, Kr e Xe). No entanto, apresenta o inconveniente de possibilitar a difusão do hélio atmosférico e, em menor grau, do néon do meio ambiente (laboratório) para o interior da linha de extracção, o que dá origem a brancos relativamente significativos.

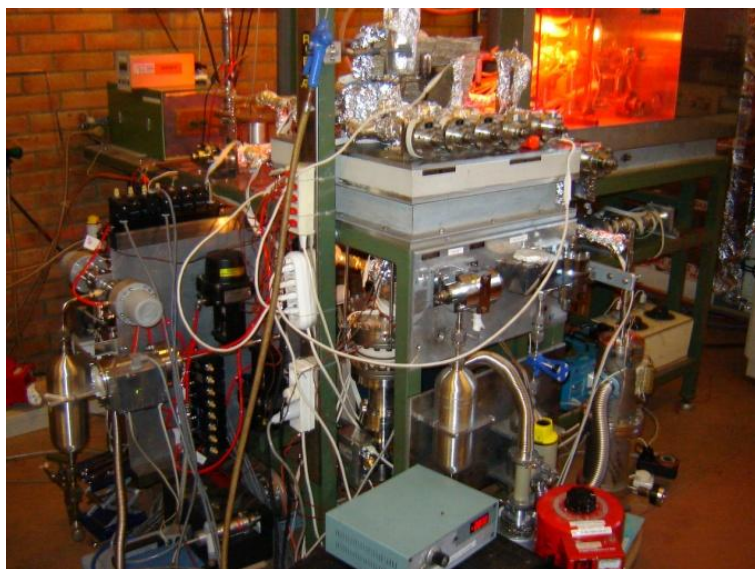


Fig. III.6 - Aspecto geral do espectrómetro de massa ARESIBO I actualmente ainda em funcionamento no Laboratoire de Géochimie et Cosmochimie do Institut de Physique du Globe de Paris.

A linha do ARESIBO I foi construída em Pyrex[®] enquanto a do ARESIBO II em KOVAR Glass S747. Esta diferença reflecte-se justamente na difusão do hélio e néon, sendo esta menos acentuada para o KOVAR Glass S747. Os espectrómetros foram ambos construídos

em Pyrex®. Os dois ARESIBOs são constituídos por três partes: as linhas de extracção, a linha de purificação e o espectrómetro de massa.

Do ponto de vista experimental, as baixas concentrações de hélio e néon normalmente encontradas nas fases minerais (como é o caso das olivinas em estudo) tornam quase impossível a obtenção de valores precisos em análises realizadas nas linhas fabricadas em vidro devido aos elevados brancos que daí resultam. Por forma a contornar o problema, o Prof. Doutor Manuel Moreira e o Engenheiro André Lecomte instalaram, em 2002, uma linha de extracção e purificação de gases nobres feita em metal (Fig. III.8). Esta nova linha permitiu reduzir drasticamente a contaminação com hélio e néon durante o percurso que os conduz até ao espectrómetro. O processo de extracção e purificação dos gases encontra-se totalmente automatizado, sendo o seu controle assegurado por um programa informático elaborado em ambiente Labview.

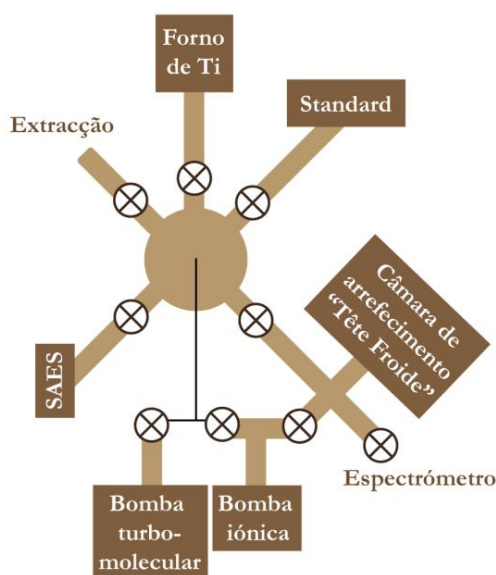


Fig. III.7 - Esboço esquemático da linha metálica de extracção e purificação dos gases nobres acoplada ao espectrómetro de massa ARESIBO I.

No caso das apatites e dos carbonatos, constituintes principais das rochas carbonatíticas de Cabo Verde, a abundância de inclusões fluidas contendo, entre outras espécies voláteis, grandes quantidades de gases nobres, permitiu que a sua extracção e purificação tenha sido realizada na linha em vidro do ARESIBO I.

Segue-se uma descrição pormenorizada dos diferentes dispositivos que compõem cada um dos constituintes deste aparelho.

III.6.2.1. A linha de extracção

A extracção dos gases nobres das rochas ou minerais pode ser realizada por dois métodos distintos consoante o objectivo que se pretenda alcançar com a análise deste tipo de dados. Como discutido no Capítulo 7, o esmagamento da amostra (*crushing*) permite extrair preferencialmente os gases que se encontram retidos no interior das inclusões fluidas, os quais caracterizam a assinatura magmática da rocha, enquanto a fusão (*melting*) leva a que seja também libertada a componente radiogénica e cosmogénica que foi entretanto produzida na matriz.

A Fig. III.9 mostra um esquema das linhas de extracção e purificação do ARESIBO I. Estas duas linhas são constituídas por volumes independentes isolados por válvulas em ultra-vácuo, aqui designados por V1, V2, etc.

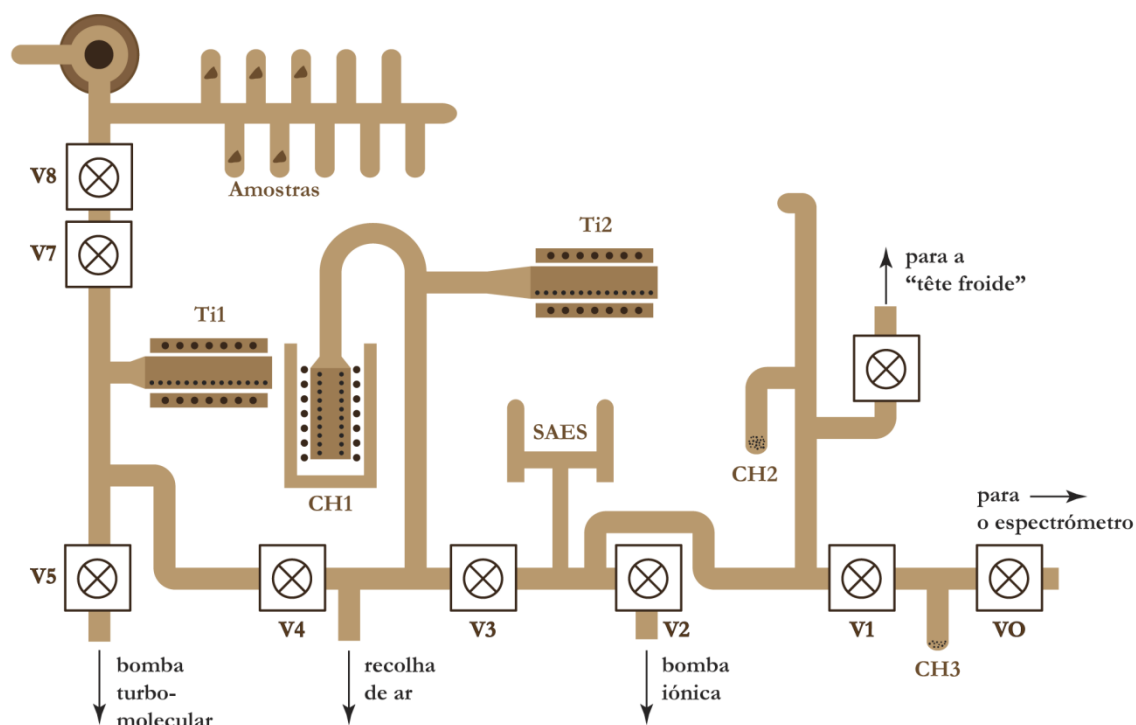


Fig. III.8 - Esboço esquemático da linha (em vidro) de extracção e purificação do ARESIBO I.

A linha de extracção é constituída por um sistema de fusão (“*four HF*”), que permite extrair os gases através da fusão da amostra, por um “*broyeur*”, dispositivo concebido para extrair os gases da amostra através do seu esmagamento, e por um forno de titânio (“*four à titane Ti1*”), responsável pela primeira etapa de purificação. O *four HF* consiste num tubo em molibdénio envolvido exteriormente por um isolante em quartzo. O sistema de aquecimento encontra-se

assegurado por um gerador de alta-frequência, que alimenta uma bobina disposta em torno do tubo, permitindo atingir temperaturas da ordem dos 1600 °C.

O *broyeur* consiste num tubo de inox com uma pequena esfera de aço colocada no seu interior. Este encontra-se conectado com a linha através da válvula V7. O método de extracção é muito simples, sendo o esmagamento da amostra realizado manualmente com o auxílio de um íman exterior ao tubo e ao longo do qual se faz subir e descer a esfera de aço colocada sobre os grãos minerais (Fig. III.10). A extracção dos gases é processada sob ultra-vácuo (com uma pressão de cerca de 10^{-9} torr).

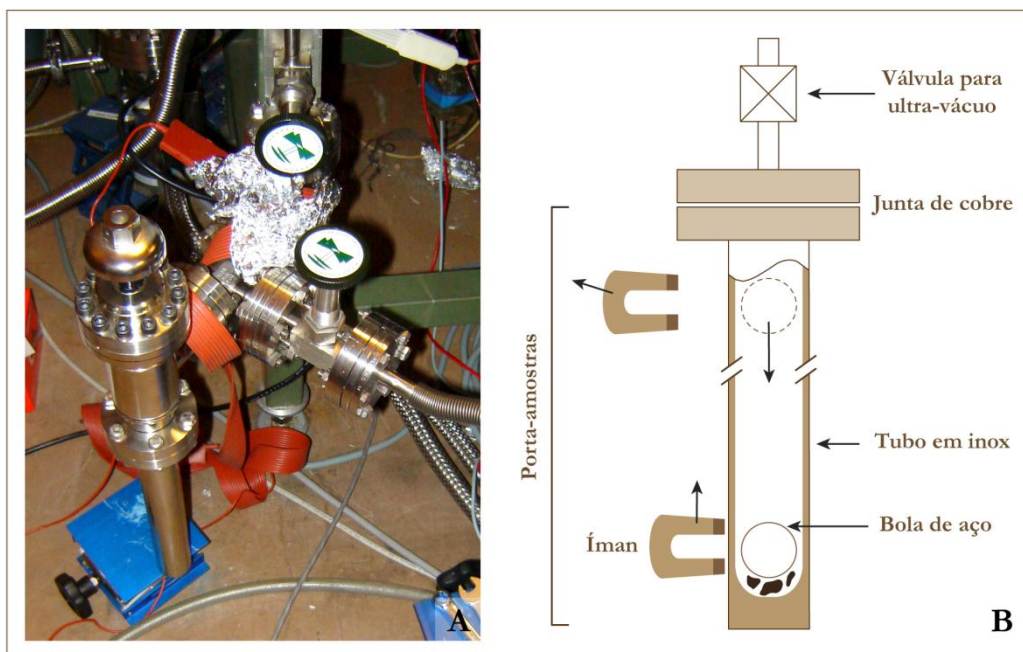


Fig. III.9 - (A) Fotografia do *broyeur* acoplado ao à linha de extracção e purificação do ARESIBO I. (B) Esquema ilustrativo do *broyeur*, dispositivo no interior do qual se processa o esmagamento da amostra. O que provoca esse esmagamento é o impacto da bola de aço quando largada do cimo do tubo com a ajuda do íman.

O forno de titânio Ti1 permite, como já foi dito, uma primeira purificação do gás extraído da amostra. Este consiste num tubo cerâmico parcialmente preenchido por fragmentos de titânio metálico (Fig. III.11). O tubo é aquecido a uma temperatura de 800 °C, à qual os fragmentos de titânio vão começar a reagir com quase todos os gases reactivos (CO_2 , N_2 , hidrocarbonetos), destruindo aquelas moléculas e formando outras envolvendo titânio (TiN , TiO) (Moreira, 1997). O forno é, então, desligado e deixado a arrefecer por 15 minutos; quando atinge uma temperatura mais baixa passa a reter a água e uma parte do hidrogénio. Finda esta etapa, apenas os gases nobres, quimicamente inertes, persistem na forma gasosa.

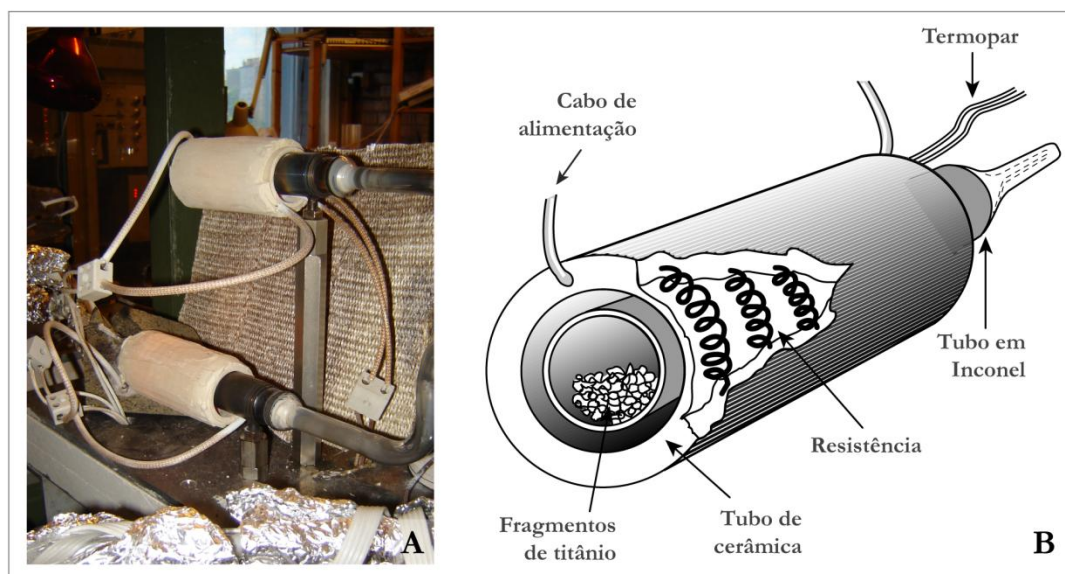


Fig. III.10 - (A) Forno de titânio responsável por uma primeira purificação dos gases. (B) Esquema ilustrativo.

III.6.2.2. A linha de purificação

A linha de purificação está separada da linha de extracção pela válvula V4 (Fig. III.9). É constituída por um forno de titânio (Fig. III.8), por um dispositivo SAES[®], dois “depósitos” (“*pièges*”) com carvão activo, e uma câmara de arrefecimento (“*tête froide*”). Este forno de titânio (Fig. III.8) tem exactamente a mesma função do forno Ti1, permitindo melhorar a primeira purificação, e situa-se entre as válvulas V4 e V3. O dispositivo SAES[®] possui uma mistura de Zr-Al e encontram-se a temperatura ambiente. A sua função é aprisionar o hidrogénio que não ficou retido pelos fragmentos de titânio aquando da purificação nos fornos de titânio. Os “depósitos” de carvão activo (Fig. III.12) consistem em finos tubos de vidro preenchidos por pedaços de carvão. Não sendo utilizados durante toda a fase de purificação, têm o seu papel principal na separação dos gases nobres aquando da sua transferência para o espectrómetro.

A *tête froide* funciona como um crióstato arrefecido por hélio comprimido que permite atingir temperaturas tão baixas como 13 K (-260 °C) para o ARESIBO II e 15 K (-258 °C) para o ARESIBO I. Pedacos de carvão activo são também dispostos no seu interior (Fig. III.13) permitindo reter, por adsorção, todos os gases nobres que passaram pelas duas purificações nos fornos de titânio. Este procedimento é duplamente importante: por um lado permite concentrar todos os gases num pequeno volume entre V1 e V3, em vez de deixá-los dispersos por toda a linha, por outro, torna possível separá-los uns dos outros. Os gases nobres não são todos retidos à mesma temperatura pelos grãos de carvão. Por exemplo, o hélio é aprisionado a menos de ≈ 18 K (-255 °C), o néon a menos de ≈ 65 K (-208 °C) e o

árgon a 130 K (-143 °C), pelo que fazendo-se variar controladamente a temperatura é possível libertar de forma sequencial cada um dos gases e introduzi-los, separadamente, no espectrómetro. Estando ligada a um sistema de aquecimento que permite regular a sua temperatura, ao fazê-la variar consegue-se libertar cada espécie de gás por sua vez antes de a introduzir no espectrómetro, aumentando assim a sua pressão parcial.



Fig. III.11 - “Depósito” com carvão activo (CH₃) instalado na linha de purificação do ARESIBO 1.

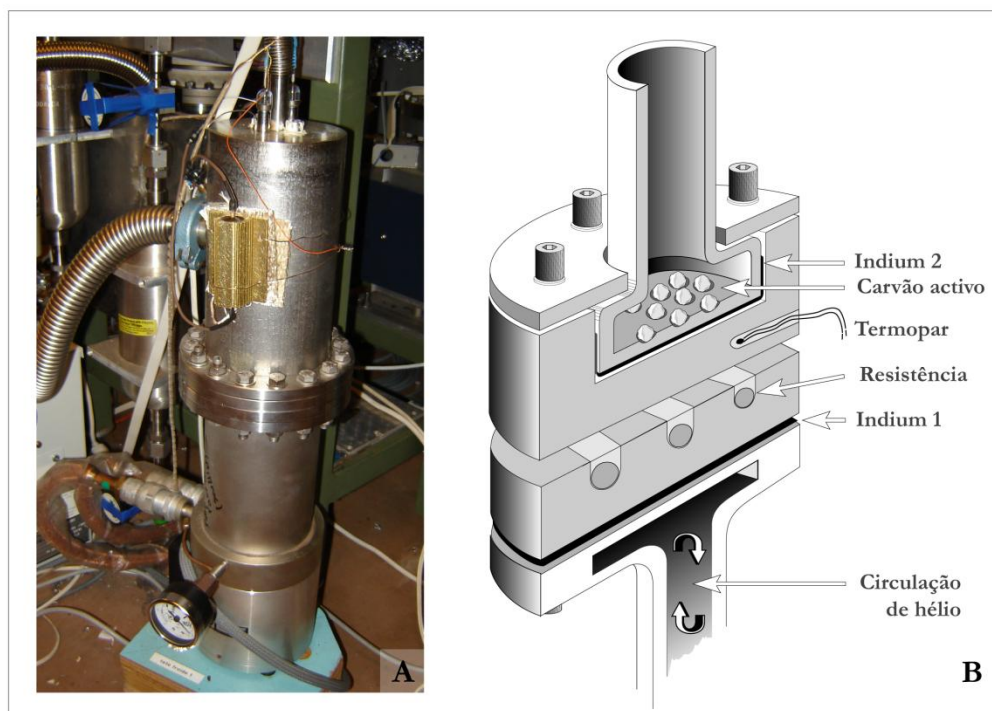


Fig. III.12 - (A) Aspecto geral da *tête froide*, cuja finalidade é reter e também separar os gases nobres consoante a sua temperatura de congelamento. (B) Secção longitudinal da mesma.

Os “depósitos” de carvão activo (CH1 e CH2 da Fig. III.9) permitem recolher os gases nobres pesados (Ar, Kr e Xe) assim que saem da *tête froide*. Estes são mergulhados em azoto líquido, atingindo a temperatura à qual os gases ficam aprisionados. Dessa forma, é possível uma vez mais concentrar os gases num volume ainda mais pequeno. No caso do xénon, a transferência dá-se para o “depósito” CH3, condicionando este gás num volume entre V0 e V1, e não entre V0 e V3. O objectivo consiste uma vez mais em aumentar a pressão de gás que entra no espectrómetro.

III.6.2.3. O espectrómetro de massa

O ARESIBO I, aquele que foi utilizado na obtenção dos resultados apresentados nesta tese, é um espectrómetro de massa todo em Pyrex[®], cujo ângulo de desvio é de 60° e o raio de curvatura igual a 11.4 cm. É constituído por 3 partes fundamentais: 1) uma fonte de iões, 2) um campo magnético, e 3) sistemas detectores (Fig. III.14).

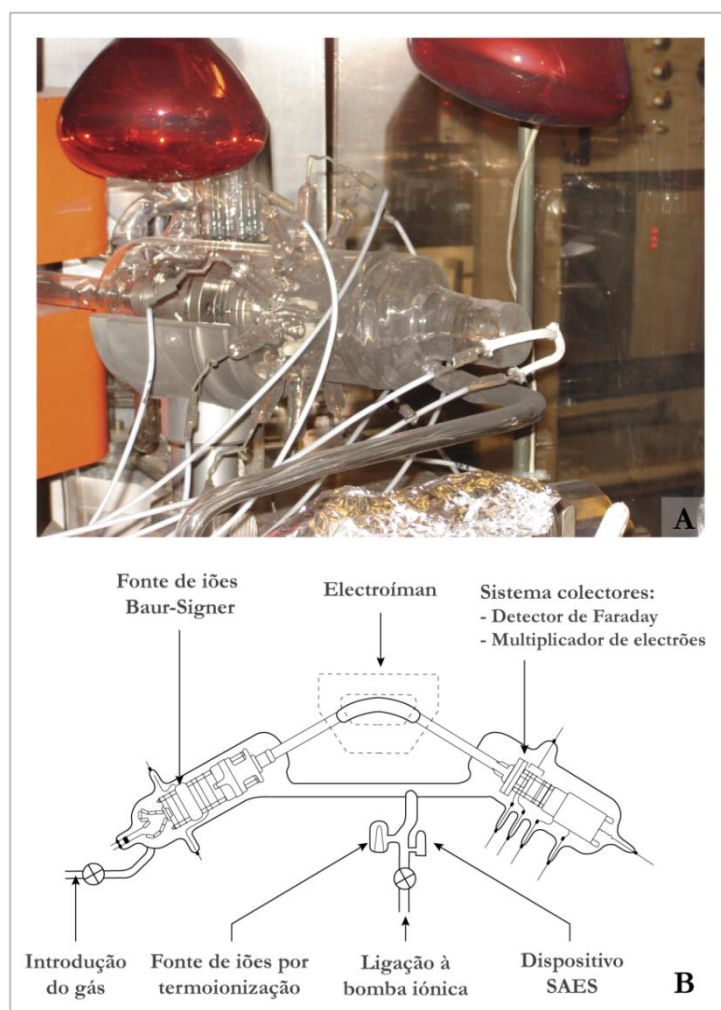


Fig. III.13 - (A) O espectrómetro de massa ARESIBO I. (B) Esquema ilustrativo.

III.6.2.3.1. A fonte de iões

Os dois espectrómetros ARESIBO são equipados com uma fonte de iões do tipo GS1, criada por H. Baur. A estrutura da fonte foi concebida de modo a otimizar ao máximo o processo de ionização. Esta ionização, no caso dos gases nobres, é feita através do bombardeamento de electrões emitidos por um filamento de tungsténio aquecido a 2 000 °C. Os electrões são emitidos e acelerados devido a uma diferença de potencial entre o filamento (2 900 V) e o corpo da fonte (3 000 V). Posteriormente passam por uma câmara de ionização onde, ao colidirem com os átomos, se dá a ionização do gás.

III.6.2.3.2. Os campos magnéticos

O tubo de análise é construído em vidro encurvado mantido sob vácuo através do qual o feixe iónico se desloca da fonte de iões até ao detector. O campo magnético é gerado por um electroímã que permite separar feixes de iões de diferente massa identificados pelos diferentes raios de curvatura da sua trajectória. A resolução não é, contudo, suficiente para separar o $^3\text{He}^+$ do HD^+ , pelo que existe a necessidade de colocar no interior do espectrómetro um dispositivo do tipo SAES[®] capaz de aprisionar o hidrogénio eventualmente introduzido.

III.6.2.3.3. Os sistemas detectores

Os dois espectrómetros dispõem de um detector de Faraday e de um multiplicador de electrões, que permite aumentar a sensibilidade para pequenos sinais. Cada sistema detector comporta ainda um amplificador de sinal e um dispositivo de contagem de iões. Além de ser mais preciso, é capaz de suprimir o ruído de fundo, algo que o método analógico anterior (usando uma resistência) não permitia.

A sensibilidade dos espectrómetros, no que diz respeito aos detectores e à discriminação de massa, é controlada periodicamente através da medição de um *standard*, para o qual as razões isotópicas dos vários gases são conhecidas.

III.6.2.4. O registo do sinal e o tratamento dos dados

Os valores de tensão são medidos em vários ciclos para cada isótopo e guardados num ficheiro de dados directamente no computador. O ficheiro final é, então, tratado por um programa assente em Labview e Excel, ambientes indicados para os cálculos estatísticos necessários a manipulação deste tipo de dados.

III.6.2.4.1. Extrapolação do isótopo de referência e das razões de referência

Um dos problemas no tratamento dos resultados prende-se com o facto de nenhum isótopo, logo nenhuma razão isotópica, apresentar um sinal constante ao longo de toda a análise. De facto, no interior do espectrómetro os gases são consumidos pela ionização, são adsorvidos pelas e difundidos através das paredes de vidro. Assim, para se obter o valor “verdadeiro” (real) introduzido no início da análise é necessário extrapolar a curva de tensão medida para o instante em que o gás é introduzido no espectrómetro (Fig. III.15).

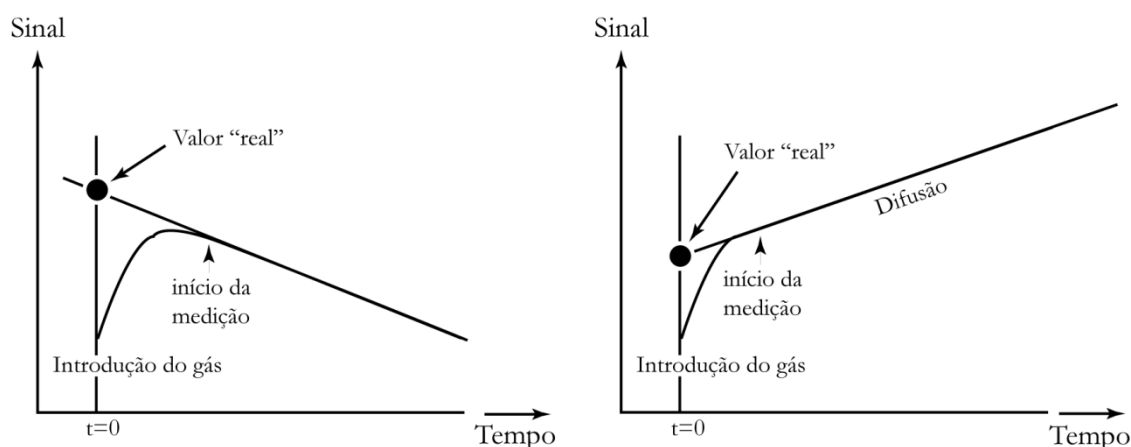


Fig. III.14 - Princípio de determinação dos sinais introduzidos no espectrómetro.

A dificuldade na extrapolação consiste em saber qual modelo escolher: extrapolação linear, polinomial, exponencial, etc. Geralmente, as extrapolações lineares ou polinomiais de segundo grau são suficientes para definir o sinal.

III.6.2.4.2. Correções dos dados brutos

Correcção de brancos

Os brancos são determinados através de experiências realizadas sem amostras ainda que sob as mesmas condições em que as houvesse. São obtidas, assim, as quantidades e razões isotópicas dos gases nobres “memorizadas” pela linha, resultantes da desgaseificação do forno, e resultantes eventualmente da difusão do hélio e néon através das paredes de vidro. Os resultados da análise de uma amostra são, então, corrigidos face às concentrações e razões isotópicas obtidas durante a realização de um branco, cuja análise precede sempre a análise de cada amostra.

Os valores médios dos “brancos” para cada gás obtidos durante o período em que decorreu a análise das amostras da ilha da Brava encontram-se discriminados na tabela abaixo.

Tabela III.1 - Concentração (em ccSTP/g) e razão isotópica dos brancos analisados durante o período em que decorreu a obtenção dos resultados para as amostras da Ilha Brava. O erro analítico corresponde a 1 δ .

	⁴ He (10 ⁻⁹)	²² Ne (10 ⁻¹²)	1 δ (10 ⁻¹²)	³⁶ Ar (10 ⁻¹⁰)	1 δ (10 ⁻¹⁰)	⁸⁴ Kr (10 ⁻¹²)	1 δ (10 ⁻¹²)	¹³⁰ Xe (10 ⁻¹⁴)	1 δ (10 ⁻¹⁴)
Linha em metal (NOBLESSE)	0.1200	0.2000	0.0010	<i>n.a.</i>	----	<i>n.a.</i>	----	<i>n.a.</i>	----
Linha em metal (ARESIBO I)	0.2500	0.0560	0.0120	<i>n.a.</i>	----	<i>n.a.</i>	----	<i>n.a.</i>	----
Linha em vidro	1.9300	0.7900	0.0648	0.0386	0.0120	0.1419	0.0506	0.0825	0.0430

	²⁰ Ne/ ²² Ne	1 δ	²¹ Ne/ ²² Ne	1 δ	³⁸ Ar/ ³⁶ Ar	1 δ	⁴⁰ Ar/ ³⁶ Ar	1 δ
Linha em metal	9.37	0.18	0.0245	0.0021	<i>n.a.</i>	----	<i>n.a.</i>	----
Linha em vidro	9.87	0.09	0.0289	0.0013	0.1910	0.0013	0.00510	0.00009

n.a. Não analisado.*Medição de standards, sensibilidades e correcções de discriminação de massa*

Os *standards* foram medidos regularmente por forma a calibrar a sensibilidade dos detectores e a discriminação da massa do espectrómetro. A sensibilidade é um parâmetro expresso em ccSTP/mV ou ccSTP/cps^x e faz a conversão entre a tensão medida e o número de moles introduzidos no sistema (quantidade de gás). A discriminação de massa é dada pelo quociente entre o valor do *standard* medido e o seu valor real.

O *standard* utilizado foi, aliás, como na maioria dos laboratórios, o ar atmosférico. O hélio, neste caso, não é medido pois é muito pouco abundante além do que a sua razão isotópica se afasta muito daquela que é encontrada nas amostras. Neste caso, o *standard* utilizado será o gás proveniente de uma fonte hidrotermal nas proximidades da ilha da Reunião.

III.6.2.4.3. Exemplo de uma experiência-tipo

Durante todo o ciclo de análises é muito importante seguir com exactidão o mesmo protocolo, cuja definição resultou de inúmeras tentativas de aperfeiçoamento e foram estabelecidos desde a concepção deste método de análise. Seguidamente apresenta-se uma descrição pormenorizada das diversas etapas a realizar durante a manipulação do espectrómetro de massa ARESIBO I (linha manual).

A amostra, depois de devidamente limpa e seca, é colocada no *broyeur* e aí permanece toda a noite. Durante esse período, este tubo de inox onde se processa o esmagamento dos grãos

^x cps é a abreviatura de "*counts per second*", ou seja, contagens por segundo, e é a unidade em que é medida a intensidade do sinal eléctrico.

minerais a analisar é aquecido por uma resistência (a uma temperatura de cerca de 150-200 °C) de forma a facilitar a remoção dos gases que possam ainda se encontrar adsorvidos nas suas paredes. Evita-se, assim, um eventual efeito de “memória” capaz de influenciar os resultados analíticos obtidos para cada amostra.

Antes de se proceder à extracção e purificação dos gases, é imprescindível verificar se os dois fornos de titânio se encontram ligados (já que a purificação será feita em ambos, cada um por sua vez), e a *tête froide* a 70 °C.

Inicia-se então a fase de extracção dos gases do interior das inclusões fluidas. Para tal, e certificando-se de que a válvula do *broyeur* se encontra fechada, faz-se elevar e baixar a bola de aço (Fig. III.10), de forma a que esta caia com alguma pressão sobre a amostra, esmagando-a. Este procedimento foi repetido 300 vezes para cada uma.

Neste momento, o gás libertado encontra-se distribuído entre as válvulas V8 e V4 (Fig. III.9) já que tanto esta última como a V5 se encontram fechadas, permitindo uma primeira purificação no forno de titânio Ti1 durante 5 minutos (Fig. III.11). Os fragmentos de titânio que constituem esse forno reagem com as moléculas de CO₂, N₂, etc, quebrando as ligações moleculares e formando outras à base de titânio.

Findo esse tempo, desliga-se Ti1 e espera-se 10 minutos. À temperaturas mais baixas, o titânio tem a capacidade de aprisionar moléculas de água e parte do hidrogénio, filtrando apenas os gases nobres. O mesmo acontece sobre o forno Ti2, quando se transfere o gás para o espaço entre V4 e V3.

Passados os 5 minutos de purificação, Ti2 é desligado e a temperatura da *tête froide* colocada a 0 K. Neste momento, os gases nobres estão aptos a serem reunidos no interior daquela câmara de arrefecimento. É a partir desta, fazendo variar a sua temperatura (de acordo com as sucessivas temperaturas de adsorção dos gases nobres), que se vai libertar cada espécie permitindo a prévia separação dos gases antes de entrarem no espectrómetro.

As temperaturas a partir das quais se dá a libertação dos diferentes gases são: ≈ 30 K (-243 °C) para o He, ≈ 70 K (-203 °C) para o Ne, ≈ 130 K (-143 °C) para o Ar, ≈ 160 K (-113 °C) para o Kr, e ≈ 320 K (47 °C) para o Xe. Portanto, estabelecendo sucessivamente estas temperaturas para a *tête froide*, apenas a espécie de gás correspondente será libertada e introduzida no espectrómetro, o que tem a vantagem de aumentar a pressão parcial do gás que nele entra.

Durante o percurso dos gases pela linha de purificação, os “depósitos” de carvão activo e o dispositivo SAES® (Fig. III.12) desempenham um papel activo na retenção dos vestígios de hidrogénio e outros “poluentes” que eventualmente tenham resistido às duas etapas de purificação nos fornos Ti1 e Ti2.

Finalmente, cada espécie de gás nobre é encaminhada para dentro do espectrómetro, onde tem lugar a “contagem” do sinal de cada isótopo, o qual posteriormente será convertido em unidade de volume, como anteriormente exposto (ver subcapítulo III.6.2.2).

III.7. Constantes de decaimento e períodos de semi-vida

Tabela III.2 – Valores das constantes de decaimento e períodos de semi-vida para os sistemas utilizados (Steiger & Jäger, 1977).

Isótopo pai → Isótopo filho	Constante de decaimento (λ , a ⁻¹)	Período de semi-vida ($T_{1/2}$) (anos)
⁸⁷ Rb → ⁸⁷ Sr + β^- + $\bar{\nu}$ + Q	1.42×10^{-11}	4.88×10^{10}
¹⁴⁷ Sm → ¹⁴³ Nd + ⁴ He + Q	6.54×10^{-12}	1.06×10^{11}
²³⁸ U → ²⁰⁶ Pb + 8 ⁴ He + 6 β^- + Q	1.55125×10^{-10}	4.468×10^9
²³⁵ U → ²⁰⁷ Pb + 7 ⁴ He + 4 β^- + Q	9.8485×10^{-10}	7.038×10^8
²³² Th → ²⁰⁸ Pb + 6 ⁴ He + 4 β^- + Q	4.9475×10^{-11}	1.401×10^{10}
⁴⁰ K → ⁴⁰ Ar ¹	5.543×10^{-10}	1.250×10^9

¹ $\lambda = \lambda_{CE} + \lambda_{\beta}$, onde λ_{CE} diz respeito à constante de decaimento do ⁴⁰K para o ⁴⁰Ar (0.581×10^{-10} a⁻¹) e λ_{β} do ⁴⁰K para o ⁴⁰Ca (4.962×10^{-10} a⁻¹). Cerca de 10.48% dos átomos de ⁴⁰K decaem para ⁴⁰Ar, enquanto o restante (89.52%) decaem para ⁴⁰Ca.

β^- : partícula β , $\bar{\nu}$: antineutrino, Q: energia de decaimento

ANEXO IV

RESULTADOS ANALÍTICOS

IV.1. Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

IV.2. Análises de química mineral

IV.3. Análises químicas elementares de rocha total

IV.4. Análises isotópicas de Sr, Nd e Pb

IV.5. Análises isotópicas de gases nobres (He, Ne, Ar, Kr e Xe)

IV.1. Geocronologia $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Nas tabelas que se seguem consta toda a informação analítica detalhada respeitante às análises geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ por aquecimento incremental das catorze amostras estudadas. Os incrementos de temperatura incluídos no cálculo das idades-*plateau* e idades-isócronas estão assinalados com (*). As unidades estão em volts.

IV.1.1. Unidade Superior

Amostra CY-193 (Fonólito)

Material analisado: Matriz (70 mg)

Irradiação = OSU1E09	J = 0.0017133 ± 0.0000050	FCT-3 = 28.030 ± 0.003 Ma
----------------------	-------------------------------	-------------------------------

Intercept Values	T step	$^{36}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{38}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$
09C2453	400 °C	0.03040(10)	0.001657(3)	0.00871(2)	0.0976(1)	8.7136(51)	89.29(12)	0.453(15)	0.302(1)
09C2454	500 °C	0.00532(1)	0.001929(4)	0.00852(3)	0.2733(6)	1.4525(13)	5.22(1)	0.190(6)	0.018(0)
09C2455	600 °C	0.01375(1)	0.007773(13)	0.06429(21)	2.4836(33)	3.8925(26)	1.56(0)	0.086(3)	0.005(0)
09C2457	675 °C	0.01231(12)	0.004588(16)	0.05765(3)	1.7504(27)	3.4746(27)	1.97(0)	0.072(2)	0.007(0)
09C2458	750 °C	0.01435(1)	0.003952(13)	0.04781(11)	1.0651(22)	4.0762(42)	3.81(1)	0.101(3)	0.013(0)
09C2459	850 °C	0.01221(1)	0.004063(17)	0.02634(7)	0.5537(3)	3.4523(12)	6.20(1)	0.201(7)	0.021(0)
09C2460	950 °C	0.00759(2)	0.003173(21)	0.01171(5)	0.2878(4)	2.1030(26)	7.23(1)	0.301(10)	0.024(0)
09C2462	1100 °C	0.00693(2)	0.003730(4)	0.00934(4)	0.2862(3)	1.9050(12)	6.59(1)	0.357(12)	0.022(0)
09C2463	1250 °C	0.00639(3)	0.003081(9)	0.00765(4)	0.2615(2)	1.7532(12)	6.63(1)	0.321(11)	0.022(0)
09C2464	1400 °C	0.00352(1)	0.001094(9)	0.00292(1)	0.1019(1)	0.9230(5)	8.86(1)	0.280(10)	0.030(0)

Incremental Heating	T step		$^{36}\text{Ar(a)}$	$^{37}\text{Ar(ca)}$	$^{38}\text{Ar(cl)}$	$^{39}\text{Ar(k)}$	$^{40}\text{Ar(r)}$	Age $\pm 2\sigma$ (Ka)	$^{40}\text{Ar(r)}$ (%)	$^{39}\text{Ar(k)}$ (%)	K/Ca $\pm 2\sigma$
09C2453	400 °C	*	0.029795	0.044720	0.002030	0.098636	0.005055	158.4 ± 2279.7	0.06	1.36	0.948 ± 0.064
09C2454	500 °C	*	0.004841	0.052374	0.004476	0.276155	0.011243	125.8 ± 94.4	0.78	3.82	2.267 ± 0.152
09C2455	600 °C	*	0.013180	0.216462	0.033492	2.508987	0.016462	20.3 ± 25.3	0.42	34.71	4.984 ± 0.334
09C2457	675 °C	*	0.011765	0.126978	0.035523	1.767972	0.008768	15.3 ± 123.4	0.25	24.46	5.987 ± 0.403
09C2458	750 °C	*	0.013800	0.109160	0.033150	1.075706	0.019139	55.0 ± 62.0	0.47	14.88	4.237 ± 0.285
09C2459	850 °C	*	0.011671	0.112322	0.017860	0.558824	0.015860	87.7 ± 98.0	0.46	7.73	2.139 ± 0.144
09C2460	950 °C	*	0.007078	0.087288	0.007088	0.289991	0.004054	43.2 ± 163.1	0.19	4.01	1.429 ± 0.098
09C2462	1100 °C	*	0.006401	0.102607	0.004823	0.287499	0.002676	28.8 ± 149.7	0.14	3.98	1.205 ± 0.081
09C2463	1250 °C	*	0.005873	0.084368	0.003516	0.262656	0.005143	60.5 ± 257.2	0.30	3.63	1.339 ± 0.090
09C2464	1400 °C	*	0.003034	0.028403	0.001139	0.101401	0.002061	62.8 ± 257.7	0.23	1.40	1.535 ± 0.107

Inverse Isochron	T step		$^{39}\text{Ar}(\text{k})/^{40}\text{Ar}(\text{a+r}) \pm 2\sigma$	$^{36}\text{Ar}(\text{a})/^{40}\text{Ar}(\text{a+r}) \pm 2\sigma$
09C2453	400 °C	*	0.011197 \pm 0.000030	0.003382 \pm 0.000028
09C2454	500 °C	*	0.191541 \pm 0.000946	0.003358 \pm 0.000020
09C2455	600 °C	*	0.641519 \pm 0.002047	0.003370 \pm 0.000018
09C2457	675 °C	*	0.507263 \pm 0.001873	0.003376 \pm 0.000069
09C2458	750 °C	*	0.262557 \pm 0.001271	0.003368 \pm 0.000018
09C2459	850 °C	*	0.161293 \pm 0.000290	0.003369 \pm 0.000017
09C2460	950 °C	*	0.138377 \pm 0.000558	0.003378 \pm 0.000025
09C2462	1100 °C	*	0.151777 \pm 0.000396	0.003379 \pm 0.000025
09C2463	1250 °C	*	0.150900 \pm 0.000401	0.003374 \pm 0.000042
09C2464	1400 °C	*	0.112840 \pm 0.000371	0.003376 \pm 0.000032

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ka)	MSWD	$^{39}\text{Ar}(\text{k})$ (%,n)	K/Ca $\pm 2\sigma$
Weighted Plateau	0.0110 \pm 0.0069 \pm 62.75%	33.9 \pm 21.3 \pm 62.75%	0.76	100.00 10	1.440 \pm 0.494
		External Error \pm 21.3	2.26	Statistical T Ratio	
		Analytical Error \pm 21.3	1.0000	Error Magnification	
Total Fusion Age	0.0125 \pm 0.0155 \pm 123.71%	38.7 \pm 47.9 \pm 123.71%		10	3.222 \pm 0.077
		External Error \pm 47.9			
		Analytical Error \pm 47.9			

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{a})/^{36}\text{Ar}(\text{a}) \pm 2\sigma$	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ka)	MSWD
Inverse Isochron	296.51 \pm 1.08 \pm 0.36%	0.0024 \pm 0.0026 \pm 106.89%	7.4 \pm 7.9 \pm 106.9%	0.42
		External Error \pm 7.9		
		Analytical Error \pm 7.9		
Statistics				
Statistical F Ratio	1.94	Convergence	0.0000115754	
Error Magnification	1.0000	Number of Iterations	4	
n	10	Calculated Line	Weighted York-2	

Amostra CY-106 (Fonólito)

Material analisado: Feldspatos (70 mg)

Irradiation = OSU1E09 J = 0.0016688 ± 0.0000053 FCT-3 = 28.030 ± 0.003 Ma

Intercept Values	T step	$^{36}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{38}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$
09C2592	600 °C	0.00263(2)	0.000116(4)	0.00195(2)	0.1174(2)	0.7141(8)	5.93(1)	0.017(2)	0.019(0)
09C2593	700 °C	0.00136(1)	0.000126(2)	0.00282(2)	0.2182(4)	0.3459(2)	1.50(0)	0.010(1)	0.004(0)
09C2595	800 °C	0.00130(1)	0.000202(4)	0.00633(3)	0.5074(9)	0.3246(4)	0.60(0)	0.009(1)	0.002(0)
09C2596	875 °C	0.00193(1)	0.000205(8)	0.00675(4)	0.5367(5)	0.5093(7)	0.92(0)	0.009(1)	0.003(0)
09C2597	950 °C	0.00157(1)	0.000266(6)	0.00814(4)	0.6541(10)	0.4136(2)	0.61(0)	0.010(1)	0.002(0)
09C2598	1025 °C	0.00142(1)	0.000266(4)	0.00668(2)	0.5372(7)	0.3613(2)	0.64(0)	0.012(1)	0.002(0)
09C2600	1100 °C	0.00098(1)	0.000220(6)	0.00580(3)	0.4729(8)	0.2321(1)	0.45(0)	0.011(1)	0.001(0)
09C2601	1200 °C	0.00150(3)	0.000328(10)	0.00952(3)	0.7729(11)	0.4069(4)	0.50(0)	0.011(1)	0.001(0)
09C2602	1300 °C	0.00111(1)	0.000287(6)	0.00732(4)	0.5984(9)	0.2790(3)	0.43(0)	0.012(1)	0.001(0)
09C2603	1400 °C	0.00073(0)	0.000178(5)	0.00370(2)	0.2972(5)	0.1427(2)	0.42(0)	0.012(1)	0.001(0)

Incremental Heating	T step	$^{36}\text{Ar(a)}$	$^{37}\text{Ar(ca)}$	$^{38}\text{Ar(cl)}$	$^{39}\text{Ar(k)}$	$^{40}\text{Ar(r)}$	Age ± 2σ (Ka)	$^{40}\text{Ar(r)}$ (‰)	$^{39}\text{Ar(k)}$ (‰)	K/Ca ± 2σ
09C2592	600 °C	0.002227	0.001960	0.000176	0.118267	0.043462	1106.0 ± 305.3	6.19	2.49	25.952 ± 5.772
09C2593	700 °C	0.000963	0.002241	0.000131	0.220128	0.044367	606.7 ± 63.3	13.48	4.63	42.235 ± 7.078
09C2595	800 °C *	0.000907	0.004717	0.000346	0.512541	0.040874	240.1 ± 42.9	13.21	10.77	46.727 ± 5.132
09C2596	875 °C *	0.001533	0.004763	0.000310	0.542013	0.043776	243.1 ± 25.0	8.80	11.39	48.935 ± 7.251
09C2597	950 °C *	0.001174	0.006787	0.000417	0.660452	0.052493	239.3 ± 17.0	13.12	13.88	41.841 ± 4.333
09C2598	1025 °C *	0.001028	0.006767	0.000325	0.542292	0.042413	235.4 ± 48.7	12.23	11.40	34.458 ± 3.215
09C2600	1100 °C *	0.000593	0.005137	0.000246	0.477502	0.038969	245.7 ± 28.5	18.16	10.04	39.973 ± 4.868
09C2601	1200 °C *	0.001106	0.008858	0.000443	0.781035	0.063462	244.6 ± 58.0	16.22	16.41	37.916 ± 4.219
09C2602	1300 °C *	0.000725	0.007448	0.000309	0.604297	0.046554	231.9 ± 36.5	17.82	12.70	34.886 ± 3.457
09C2603	1400 °C *	0.000339	0.003738	0.000206	0.299609	0.023917	240.3 ± 23.7	19.21	6.30	34.464 ± 4.714

Inverse Isochron	T step	$^{39}\text{Ar(k)}/^{40}\text{Ar(a+r)} \pm 2\sigma$	$^{36}\text{Ar(a)}/^{40}\text{Ar(a+r)} \pm 2\sigma$
09C2592	600 °C	0.168568 ± 0.000628	0.003174 ± 0.000058
09C2593	700 °C	0.669041 ± 0.002604	0.002928 ± 0.000048
09C2595	800 °C *	1.659862 ± 0.007914	0.002936 ± 0.000080
09C2596	875 °C *	1.091254 ± 0.003732	0.003086 ± 0.000030
09C2597	950 °C *	1.654039 ± 0.005790	0.002939 ± 0.000032
09C2598	1025 °C *	1.566511 ± 0.004882	0.002969 ± 0.000086
09C2600	1100 °C *	2.230253 ± 0.008833	0.002768 ± 0.000071
09C2601	1200 °C *	2.000810 ± 0.007090	0.002834 ± 0.000130
09C2602	1300 °C *	2.318480 ± 0.009549	0.002780 ± 0.000095
09C2603	1400 °C *	2.412710 ± 0.012023	0.002732 ± 0.000064

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ka)	MSWD	$^{39}\text{Ar}(\text{k})$ (%,n)	K/Ca $\pm 2\sigma$
Weighted Plateau	0.0798 ± 0.0033 $\pm 4.15\%$	240.3 ± 10.1 $\pm 4.20\%$	0.07	92.89 8	38.138 ± 3.384
		External Error ± 10.8	2.36	Statistical T Ratio	
		Analytical Error ± 10.0	1.0000	Error Magnification	
Total Fusion Age	0.0925 ± 0.0053 $\pm 5.73\%$	278.6 ± 16.1 $\pm 5.76\%$		10	39.034 ± 1.519
		External Error ± 16.7			
		Analytical Error ± 16.0			

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{a})/^{36}\text{Ar}(\text{a}) \pm 2\sigma$	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ka)	MSWD
Inverse Isochron	295.96 ± 5.96 $\pm 2.01\%$	0.0791 ± 0.0107 $\pm 13.58\%$	238.0 ± 32.4 $\pm 13.6\%$	0.08
		External Error ± 32.6		
		Analytical Error ± 32.3		
Statistics				
Statistical F Ratio	2.10	Convergence	0.0000034096	
Error Magnification	1.0000	Number of Iterations	4	
n	8	Calculated Line	Weighted York-2	

Amostra CY-27 (Fonólito)

Material analisado: Feldspatos (70 mg)

Irradiation = OSU1E09

J = 0.0016830 ± 0.0000052

FCT-3 = 28.030 ± 0.003 Ma

Intercept Values	T step	$^{36}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{38}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$
09C2577	500 °C	0.00100(1)	0.000166(6)	0.00030(0)	0.0136(0)	0.2000(1)	13.18(2)	0.187(19)	0.044(1)
09C2578	600 °C	0.00236(1)	0.000146(4)	0.00179(1)	0.1170(2)	0.6021(8)	4.99(1)	0.017(2)	0.017(0)
09C2579	700 °C	0.00068(0)	0.000145(2)	0.00253(1)	0.2032(4)	0.1218(1)	0.50(0)	0.010(1)	0.001(0)
09C2581	800 °C	0.00104(0)	0.000240(3)	0.00748(3)	0.6001(14)	0.2619(1)	0.40(0)	0.009(0)	0.001(0)
09C2582	875 °C	0.00089(0)	0.000256(2)	0.00806(2)	0.6582(8)	0.2224(1)	0.31(0)	0.009(0)	0.001(0)
09C2583	950 °C	0.00117(0)	0.000318(3)	0.01074(2)	0.8672(25)	0.3217(3)	0.35(0)	0.009(0)	0.001(0)
09C2584	1025 °C	0.00091(0)	0.000273(4)	0.00935(10)	0.7621(27)	0.2339(2)	0.28(0)	0.009(0)	0.001(0)
09C2586	1100 °C	0.00066(0)	0.000206(2)	0.00592(3)	0.4821(6)	0.1407(1)	0.25(0)	0.009(0)	0.001(0)
09C2587	1175 °C	0.00077(0)	0.000206(3)	0.00688(3)	0.5568(11)	0.1768(2)	0.28(0)	0.008(0)	0.001(0)
09C2590	1275 °C	0.00060(0)	0.000169(6)	0.00490(2)	0.4025(9)	0.1196(1)	0.23(0)	0.010(1)	0.000(0)
09C2591	1400 °C	0.00059(0)	0.000146(3)	0.00410(2)	0.3321(7)	0.1103(2)	0.25(0)	0.010(1)	0.001(0)

Incremental Heating	T step		$^{36}\text{Ar(a)}$	$^{37}\text{Ar(ca)}$	$^{38}\text{Ar(cl)}$	$^{39}\text{Ar(k)}$	$^{40}\text{Ar(r)}$	Age ± 2σ (Ka)	$^{40}\text{Ar(r)}$ (‰)	$^{39}\text{Ar(k)}$ (‰)	K/Ca ± 2σ
09C2577	500 °C	*	0.000610	0.002575	0.000023	0.013743	0.000975	215.5 ± 1347.5	0.54	0.27	2.295 ± 0.455
09C2578	600 °C	*	0.001962	0.001982	0.000074	0.118333	0.010362	265.9 ± 214.6	1.76	2.34	25.669 ± 5.220
09C2579	700 °C	*	0.000290	0.002036	0.000131	0.205425	0.016724	247.2 ± 31.0	16.28	4.07	43.391 ± 6.470
09C2581	800 °C	*	0.000649	0.005430	0.000465	0.606728	0.052116	260.8 ± 13.2	21.31	12.02	48.044 ± 4.438
09C2582	875 °C	*	0.000497	0.006048	0.000412	0.665328	0.056666	258.6 ± 12.5	27.75	13.18	47.305 ± 3.956
09C2583	950 °C	*	0.000776	0.008245	0.000646	0.876639	0.074599	258.4 ± 9.2	24.48	17.37	45.722 ± 3.671
09C2584	1025 °C	*	0.000513	0.006777	0.000505	0.769963	0.062868	247.9 ± 13.6	29.19	15.25	48.852 ± 4.408
09C2586	1100 °C	*	0.000275	0.004576	0.000331	0.486683	0.039045	243.6 ± 13.7	32.34	9.64	45.737 ± 4.313
09C2587	1175 °C	*	0.000377	0.004518	0.000412	0.562271	0.045921	248.0 ± 18.3	29.11	11.14	53.513 ± 5.192
09C2590	1275 °C	*	0.000201	0.004057	0.000223	0.406987	0.032983	246.0 ± 11.6	35.50	8.06	43.138 ± 6.758
09C2591	1400 °C	*	0.000185	0.003276	0.000232	0.335869	0.028392	256.6 ± 26.2	34.03	6.65	44.087 ± 6.521

Inverse Isochron	T step		$^{39}\text{Ar(k)}/^{40}\text{Ar(a+r)} \pm 2\sigma$	$^{36}\text{Ar(a)}/^{40}\text{Ar(a+r)} \pm 2\sigma$
09C2577	500 °C	*	0.075848 ± 0.000262	0.003366 ± 0.000114
09C2578	600 °C	*	0.200488 ± 0.000955	0.003325 ± 0.000048
09C2579	700 °C	*	2.003417 ± 0.007902	0.002832 ± 0.000069
09C2581	800 °C	*	2.487328 ± 0.011881	0.002661 ± 0.000036
09C2582	875 °C	*	3.268657 ± 0.009277	0.002442 ± 0.000046
09C2583	950 °C	*	2.885451 ± 0.017861	0.002553 ± 0.000029
09C2584	1025 °C	*	3.588380 ± 0.026196	0.002393 ± 0.000054
09C2586	1100 °C	*	4.047943 ± 0.012956	0.002285 ± 0.000062
09C2587	1175 °C	*	3.577157 ± 0.017315	0.002395 ± 0.000073
09C2590	1275 °C	*	4.400513 ± 0.021019	0.002177 ± 0.000057
09C2591	1400 °C	*	4.042431 ± 0.024089	0.002228 ± 0.000118

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ka)	MSWD	$^{39}\text{Ar}(\text{k})$ (%,n)	K/Ca $\pm 2\sigma$
Weighted Plateau	0.0833 ± 0.0015 $\pm 1.81\%$	253.0 ± 4.8 $\pm 1.91\%$	0.80	100.00 11	5.853 ± 7.577
		External Error ± 6.3	2.23	Statistical T Ratio	
		Analytical Error ± 4.6	1.0000	Error Magnification	
Total Fusion Age	0.0833 ± 0.0026 $\pm 3.12\%$	253.0 ± 8.0 $\pm 3.18\%$		11	43.834 ± 1.495
		External Error ± 9.0			
		Analytical Error ± 7.9			

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{a})/^{36}\text{Ar}(\text{a}) \pm 2\sigma$	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ka)	MSWD
Inverse Isochron	297.40 ± 3.59 $\pm 1.21\%$	0.0819 ± 0.0031 $\pm 3.82\%$	248.6 ± 9.6 $\pm 3.9\%$	0.76
		External Error ± 10.4		
		Analytical Error ± 9.5		
Statistics				
Statistical F Ratio	1.88	Convergence	0.0000124559	
Error Magnification	1.0000	Number of Iterations	3	
n	11	Calculated Line	Weighted York-2	

Amostra CY-226 (Fonólito)

Material analisado: Biotites (70 mg)

Irradiation = OSU1E09	J = 0.0017769 ± 0.0000046	FCT-3 = 28.030 ± 0.003 Ma
-----------------------	---------------------------	---------------------------

Intercept Values	T step	$^{36}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{38}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$
09C1757	300 °C	0.01267(6)	0.000285(8)	0.00267(2)	0.0122(1)	3.5591(20)	294.05(33)	0.122(6)	0.993(9)
09C1758	400 °C	0.03009(12)	0.001574(15)	0.00687(3)	0.0487(2)	8.6065(69)	177.32(91)	0.219(5)	0.600(4)
09C1759	500 °C	0.02232(8)	0.001768(17)	0.00597(3)	0.0783(2)	6.3582(76)	81.47(22)	0.154(3)	0.275(1)
09C1761	600 °C	0.03302(11)	0.002504(20)	0.00977(2)	0.1914(5)	9.4702(2)	49.60(17)	0.090(2)	0.168(1)
09C1762	700 °C	0.02478(4)	0.001902(12)	0.00792(1)	0.1986(3)	7.0771(63)	35.70(7)	0.065(1)	0.121(0)
09C1763	800 °C	0.01828(5)	0.001308(14)	0.00604(4)	0.1665(3)	5.2071(51)	31.29(7)	0.052(1)	0.105(0)
09C1764	900 °C	0.01950(5)	0.001457(10)	0.00674(4)	0.1911(1)	5.5715(74)	29.17(5)	0.051(1)	0.098(0)
09C1766	1000 °C	0.00966(3)	0.000750(7)	0.00331(1)	0.0969(1)	2.6992(20)	27.81(3)	0.047(1)	0.094(0)
09C1767	1100 °C	0.00556(3)	0.000506(5)	0.00185(1)	0.0563(0)	1.5022(18)	26.52(4)	0.051(2)	0.089(1)
09C1768	1200 °C	0.00486(3)	0.000453(10)	0.00162(1)	0.0497(0)	1.2968(13)	25.84(4)	0.050(2)	0.087(1)
09C1770	1300 °C	0.00421(1)	0.000370(9)	0.00135(1)	0.0426(1)	1.1104(32)	25.82(9)	0.049(2)	0.087(0)
09C1771	1400 °C	0.00236(1)	0.000230(9)	0.00067(1)	0.0224(1)	0.5694(7)	24.80(8)	0.048(4)	0.083(1)

Incremental Heating	T step		$^{36}\text{Ar(a)}$	$^{37}\text{Ar(ca)}$	$^{38}\text{Ar(cl)}$	$^{39}\text{Ar(k)}$	$^{40}\text{Ar(r)}$	Age ± 2σ (Ma)	$^{40}\text{Ar(r)}$ (‰)	$^{39}\text{Ar(k)}$ (‰)	K/Ca ± 2σ
09C1757	300 °C	*	0.012130	0.001492	0.000258	0.012213	0.007349	1.93 ± 9.82	0.20	1.05	3.519 ± 0.373
09C1758	400 °C	*	0.029439	0.010747	0.000807	0.049093	0.006922	0.45 ± 5.54	0.08	4.23	1.964 ± 0.091
09C1759	500 °C	*	0.021678	0.012096	0.001005	0.078740	0.009869	0.40 ± 2.27	0.15	6.78	2.799 ± 0.127
09C1761	600 °C	*	0.032283	0.017377	0.001530	0.192752	0.020518	0.34 ± 1.50	0.21	16.59	4.770 ± 0.208
09C1762	700 °C	*	0.024120	0.013065	0.001125	0.200096	0.015300	0.25 ± 0.71	0.21	17.23	6.585 ± 0.281
09C1763	800 °C	*	0.017651	0.008796	0.000816	0.167676	0.031011	0.59 ± 0.77	0.59	14.44	8.197 ± 0.388
09C1764	900 °C	*	0.018860	0.009872	0.001006	0.192494	0.041315	0.69 ± 0.68	0.74	16.57	8.384 ± 0.366
09C1766	1000 °C	*	0.009111	0.004604	0.000488	0.097346	0.015024	0.49 ± 0.73	0.55	8.38	9.092 ± 0.482
09C1767	1100 °C	*	0.005027	0.002849	0.000250	0.056307	0.007918	0.45 ± 1.21	0.53	4.85	8.498 ± 0.543
09C1768	1200 °C	*	0.004334	0.002465	0.000226	0.049769	0.005576	0.36 ± 1.17	0.43	4.28	8.683 ± 0.763
09C1770	1300 °C	*	0.003704	0.002089	0.000154	0.042723	0.008438	0.63 ± 0.90	0.76	3.68	8.796 ± 0.727
09C1771	1400 °C	*	0.001868	0.001077	0.000047	0.022378	0.003111	0.45 ± 1.18	0.56	1.93	8.937 ± 1.314

Inverse Isochron	T step		$^{39}\text{Ar(k)}/^{40}\text{Ar(a+r)} \pm 2\sigma$	$^{36}\text{Ar(a)}/^{40}\text{Ar(a+r)} \pm 2\sigma$
09C1757	300 °C	*	0.003400 ± 0.000054	0.003377 ± 0.000035
09C1758	400 °C	*	0.005639 ± 0.000058	0.003381 ± 0.000033
09C1759	500 °C	*	0.012273 ± 0.000066	0.003379 ± 0.000029
09C1761	600 °C	*	0.020162 ± 0.000134	0.003377 ± 0.000032
09C1762	700 °C	*	0.028013 ± 0.000107	0.003377 ± 0.000021
09C1763	800 °C	*	0.031957 ± 0.000153	0.003364 ± 0.000026
09C1764	900 °C	*	0.034285 ± 0.000108	0.003359 ± 0.000025
09C1766	1000 °C	*	0.035956 ± 0.000087	0.003365 ± 0.000028
09C1767	1100 °C	*	0.037705 ± 0.000106	0.003366 ± 0.000048
09C1768	1200 °C	*	0.038693 ± 0.000124	0.003369 ± 0.000048
09C1770	1300 °C	*	0.038733 ± 0.000266	0.003358 ± 0.000037
09C1771	1400 °C	*	0.040316 ± 0.000245	0.003365 ± 0.000050

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD	$^{39}\text{Ar}(\text{k})$ (%,n)	K/Ca $\pm 2\sigma$
Weighted Plateau	0.1548 ± 0.0911 $\pm 58.87\%$	0.50 ± 0.29 $\pm 58.87\%$	0.11	100.00 12	3.384 ± 1.278
		External Error ± 0.29	2.20	Statistical T Ratio	
		Analytical Error ± 0.29	1.0000	Error Magnification	
Total Fusion Age	0.1484 ± 0.1406 $\pm 94.74\%$	0.48 ± 0.45 $\pm 94.72\%$		12	5.772 ± 0.094
		External Error ± 0.45			
		Analytical Error ± 0.45			

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{a})/^{36}\text{Ar}(\text{a}) \pm 2\sigma$	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD
Inverse Isochron	295.44 ± 1.96 $\pm 0.66\%$	0.1617 ± 0.1808 $\pm 111.84\%$	0.52 ± 0.58 $\pm 111.83\%$	0.12
		External Error ± 0.58		
		Analytical Error ± 0.58		
Statistics				
Statistical F Ratio	1.83	Convergence		0.0000004394
Error Magnification	1.0000	Number of Iterations		4
n	12	Calculated Line		Weighted York-2

IV.1.2. Unidade Intermédia

Amostra CY-154 (Sienito Nefelínico)

Material analisado: Feldspatos (45 mg)

Irradiação = OSU1E09 J = 0.0016562 ± 0.0000055 FCT-3 = 28.030 ± 0.003 Ma

Intercept Values	T step	$^{36}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{38}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$
09C2323	500 °C	0.04727(5)	0.002166(21)	0.01286(3)	0.1943(4)	14.1008(13)	72.74(23)	0.234(8)	0.238(1)
09C2324	600 °C	0.00872(6)	0.001367(16)	0.00998(5)	0.5081(20)	2.8263(18)	5.54(2)	0.055(2)	0.016(0)
09C2325	700 °C	0.00257(1)	0.000753(6)	0.00937(2)	0.6087(17)	0.9758(11)	1.57(0)	0.024(1)	0.003(0)
09C2326	800 °C	0.00347(2)	0.000937(8)	0.01275(1)	0.9164(12)	1.3214(5)	1.42(0)	0.020(1)	0.003(0)
09C2328	875 °C	0.00224(2)	0.000943(6)	0.00804(3)	0.6035(11)	0.8269(4)	1.34(0)	0.031(1)	0.003(0)
09C2329	950 °C	0.00221(0)	0.001065(8)	0.00825(3)	0.6348(9)	0.8327(14)	1.28(0)	0.034(1)	0.003(0)
09C2330	1000 °C	0.00154(1)	0.000617(3)	0.00518(2)	0.4005(9)	0.5334(4)	1.28(0)	0.029(1)	0.003(0)
09C2331	1050 °C	0.00117(1)	0.000412(3)	0.00379(2)	0.3006(3)	0.3769(3)	1.19(0)	0.024(1)	0.002(0)
09C2333	1100 °C	0.00090(0)	0.000292(6)	0.00273(1)	0.2176(4)	0.2606(1)	1.11(0)	0.022(1)	0.002(0)
09C2334	1150 °C	0.00094(1)	0.000261(5)	0.00290(2)	0.2353(6)	0.2803(6)	1.11(0)	0.017(1)	0.002(0)
09C2335	1225 °C	0.00079(0)	0.000230(4)	0.00218(1)	0.1729(4)	0.2068(4)	1.08(0)	0.020(1)	0.002(0)
09C2336	1300 °C	0.00064(1)	0.000156(3)	0.00130(1)	0.1030(3)	0.1323(4)	1.10(0)	0.018(1)	0.002(0)
09C2338	1400 °C	0.00057(0)	0.000114(3)	0.00100(0)	0.0805(1)	0.1048(1)	1.07(0)	0.013(2)	0.002(0)

Incremental Heating	T step	$^{36}\text{Ar(a)}$	$^{37}\text{Ar(ca)}$	$^{38}\text{Ar(cl)}$	$^{39}\text{Ar(k)}$	$^{40}\text{Ar(r)}$	Age ± 2σ (Ma)	$^{40}\text{Ar(r)}$ (‰)	$^{39}\text{Ar(k)}$ (‰)	K/Ca ± 2σ
09C2323	500 °C	0.046670	0.046076	0.001956	0.196519	0.506130	7.68 ± 1.46	3.54	3.91	1.834 ± 0.119
09C2324	600 °C	0.008263	0.028448	0.002621	0.513357	0.401097	2.33 ± 0.22	14.11	10.22	7.759 ± 0.522
09C2325	700 °C	0.002138	0.015022	0.001997	0.615055	0.333350	1.62 ± 0.03	34.52	12.24	17.606 ± 1.164
09C2326	800 °C *	0.003036	0.018969	0.001679	0.926194	0.418820	1.35 ± 0.05	31.81	18.43	20.995 ± 1.378
09C2328	875 °C *	0.001814	0.019012	0.000779	0.609517	0.278601	1.37 ± 0.06	34.17	12.13	13.786 ± 0.886
09C2329	950 °C *	0.001781	0.021633	0.000630	0.641220	0.294916	1.37 ± 0.02	35.89	12.76	12.746 ± 0.824
09C2330	1000 °C *	0.001119	0.011842	0.000366	0.404221	0.187186	1.38 ± 0.05	36.12	8.05	14.677 ± 0.965
09C2331	1050 °C *	0.000747	0.007371	0.000194	0.303139	0.138779	1.37 ± 0.06	38.58	6.03	17.684 ± 1.262
09C2333	1100 °C *	0.000485	0.004759	0.000134	0.219315	0.098900	1.35 ± 0.04	40.78	4.37	19.817 ± 1.851
09C2334	1150 °C *	0.000520	0.004102	0.000096	0.237189	0.109025	1.37 ± 0.07	41.47	4.72	24.863 ± 2.389
09C2335	1225 °C *	0.000373	0.003448	0.000118	0.174154	0.078324	1.34 ± 0.05	41.52	3.47	21.720 ± 2.275
09C2336	1300 °C *	0.000226	0.001861	0.000068	0.103522	0.046646	1.35 ± 0.11	41.06	2.06	23.916 ± 3.729
09C2338	1400 °C *	0.000172	0.001049	0.000037	0.080794	0.035864	1.33 ± 0.07	41.40	1.61	33.108 ± 8.351

Inverse Isochron	T step	$^{39}\text{Ar}(\text{k})/^{40}\text{Ar}(\text{a+r}) \pm 2\sigma$	$^{36}\text{Ar}(\text{a})/^{40}\text{Ar}(\text{a+r}) \pm 2\sigma$
09C2323	500 °C	0.013745 \pm 0.000088	0.003264 \pm 0.000023
09C2324	600 °C	0.180585 \pm 0.001451	0.002907 \pm 0.000045
09C2325	700 °C	0.637310 \pm 0.003911	0.002215 \pm 0.000018
09C2326	800 °C *	0.703866 \pm 0.002113	0.002307 \pm 0.000036
09C2328	875 °C *	0.748197 \pm 0.002997	0.002227 \pm 0.000055
09C2329	950 °C *	0.780893 \pm 0.003651	0.002169 \pm 0.000017
09C2330	1000 °C *	0.780669 \pm 0.003689	0.002161 \pm 0.000040
09C2331	1050 °C *	0.843494 \pm 0.002457	0.002077 \pm 0.000055
09C2333	1100 °C *	0.905083 \pm 0.003638	0.002003 \pm 0.000036
09C2334	1150 °C *	0.903089 \pm 0.006201	0.001979 \pm 0.000067
09C2335	1225 °C *	0.923968 \pm 0.006608	0.001978 \pm 0.000048
09C2336	1300 °C *	0.912029 \pm 0.008290	0.001993 \pm 0.000109
09C2338	1400 °C *	0.933515 \pm 0.003003	0.001982 \pm 0.000071

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD	$^{39}\text{Ar}(\text{k})$ (%,n)	K/Ca $\pm 2\sigma$
Weighted Plateau	0.4562 \pm 0.0046 \pm 1.01%	1.36 \pm 0.02 \pm 1.21%	0.55	73.63 10	15.866 \pm 2.358
		External Error \pm 0.03	2.26	Statistical T Ratio	
		Analytical Error \pm 0.01	1.0000	Error Magnification	
Total Fusion Age	0.5827 \pm 0.0212 \pm 3.64%	1.74 \pm 0.06 \pm 3.70%		13	11.767 \pm 0.287
		External Error \pm 0.07			
		Analytical Error \pm 0.06			

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{a})/^{36}\text{Ar}(\text{a}) \pm 2\sigma$	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD
Inverse Isochron	303.14 \pm 13.45 \pm 4.44%	0.4363 \pm 0.0353 \pm 8.08%	1.30 \pm 0.11 \pm 8.10%	0.45
		External Error \pm 0.11		
		Analytical Error \pm 0.11		
Statistics				
Statistical F Ratio	1.94	Convergence	0.0000004258	
Error Magnification	1.0000	Number of Iterations	4	
n	10	Calculated Line	Weighted York-2	

Amostra CY-103 (Sienito Nefelínico)

Material analisado: Feldspatos (70 mg)

Irradiação = OSU1E09

J = 0.0016388 ± 0.0000057

FCT-3 = 28.030 ± 0.003 Ma

Intercept Values	T step	$^{36}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{38}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$
09C2514	500 °C	0.00176(1)	0.000141(2)	0.00209(1)	0.1457(4)	0.6765(10)	4.49(3)	0.016(3)	0.009(0)
09C2515	600 °C	0.00098(0)	0.000110(2)	0.01009(4)	0.8309(31)	0.6804(2)	0.79(1)	0.002(0)	0.001(0)
09C2517	700 °C	0.00058(1)	0.000115(2)	0.00670(4)	0.5428(16)	0.3661(2)	0.63(1)	0.003(1)	0.000(0)
09C2518	775 °C	0.00056(0)	0.000194(2)	0.00643(2)	0.5248(13)	0.3463(2)	0.62(1)	0.008(1)	0.000(0)
09C2519	850 °C	0.00061(1)	0.000225(8)	0.00557(4)	0.4580(7)	0.3560(7)	0.73(1)	0.011(1)	0.000(0)
09C2520	925 °C	0.00062(1)	0.000281(3)	0.00532(3)	0.4350(14)	0.3795(4)	0.83(1)	0.015(1)	0.001(0)
09C2522	1000 °C	0.00069(1)	0.000329(6)	0.00642(1)	0.5243(11)	0.5277(3)	0.97(1)	0.015(1)	0.001(0)
09C2524	1100 °C	0.00085(1)	0.000396(4)	0.00884(4)	0.7110(12)	0.7932(7)	1.08(0)	0.015(1)	0.001(0)
09C2525	1200 °C	0.00068(1)	0.000225(6)	0.00494(2)	0.3898(12)	0.4768(5)	1.15(0)	0.013(1)	0.001(0)
09C2526	1300 °C	0.00061(0)	0.000151(2)	0.00380(2)	0.3014(8)	0.3639(5)	1.11(0)	0.009(1)	0.001(0)
09C2527	1400 °C	0.00052(0)	0.000109(4)	0.00217(1)	0.1700(6)	0.2109(5)	1.06(0)	0.008(1)	0.001(0)

Incremental Heating	T step	$^{36}\text{Ar(a)}$	$^{37}\text{Ar(ca)}$	$^{38}\text{Ar(cl)}$	$^{39}\text{Ar(k)}$	$^{40}\text{Ar(r)}$	Age ± 2σ (Ma)	$^{40}\text{Ar(r)}$ (‰)	$^{39}\text{Ar(k)}$ (‰)	K/Ca ± 2σ
09C2514	500 °C *	0.001358	0.002292	0.000151	0.147285	0.260466	5.22 ± 0.28	39.35	2.89	27.629 ± 10.001
09C2515	600 °C *	0.000576	0.001379	0.000454	0.840274	0.495000	1.74 ± 0.05	74.31	16.51	262.013 #####
09C2517	700 °C *	0.000189	0.001604	0.000441	0.548800	0.291211	1.57 ± 0.07	83.76	10.79	147.089 ± 75.154
09C2518	775 °C *	0.000161	0.004066	0.000381	0.530724	0.280009	1.56 ± 0.07	85.30	10.43	56.133 ± 11.924
09C2519	850 °C *	0.000221	0.005035	0.000274	0.463016	0.273100	1.74 ± 0.10	80.62	9.10	39.541 ± 8.034
09C2520	925 °C	0.000225	0.006737	0.000288	0.439426	0.296521	1.99 ± 0.10	81.61	8.64	28.048 ± 3.962
09C2522	1000 °C	0.000298	0.008118	0.000360	0.529826	0.427999	2.39 ± 0.08	82.87	10.41	28.066 ± 3.644
09C2524	1100 °C	0.000416	0.010430	0.000600	0.718218	0.648722	2.67 ± 0.02	83.99	14.12	29.611 ± 2.236
09C2525	1200 °C	0.000249	0.005040	0.000409	0.393906	0.377663	2.83 ± 0.04	83.60	7.74	33.607 ± 3.592
09C2526	1300 °C	0.000177	0.002703	0.000297	0.304781	0.284948	2.76 ± 0.03	84.41	5.99	48.485 ± 5.726
09C2527	1400 °C	0.000086	0.001386	0.000188	0.171842	0.156349	2.69 ± 0.06	85.87	3.38	53.322 ± 13.501

Inverse Isochron	T step	$^{39}\text{Ar(k)}/^{40}\text{Ar(a+r)} \pm 2\sigma$	$^{36}\text{Ar(a)}/^{40}\text{Ar(a+r)} \pm 2\sigma$
09C2514	500 °C *	0.222546 ± 0.002640	0.002052 ± 0.000065
09C2515	600 °C *	1.263039 ± 0.016024	0.000866 ± 0.000058
09C2517	700 °C *	1.581031 ± 0.032302	0.000545 ± 0.000114
09C2518	775 °C *	1.619393 ± 0.034456	0.000493 ± 0.000116
09C2519	850 °C *	1.368660 ± 0.028294	0.000652 ± 0.000140
09C2520	925 °C	1.210884 ± 0.024039	0.000619 ± 0.000115
09C2522	1000 °C	1.026872 ± 0.014234	0.000577 ± 0.000077
09C2524	1100 °C	0.930725 ± 0.003776	0.000539 ± 0.000015
09C2525	1200 °C	0.872697 ± 0.005766	0.000553 ± 0.000036
09C2526	1300 °C	0.903664 ± 0.005787	0.000525 ± 0.000024
09C2527	1400 °C	0.944699 ± 0.008092	0.000475 ± 0.000058

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD	$^{39}\text{Ar}(\text{k})$ (%,n)	K/Ca $\pm 2\sigma$
		External Error Analytical Error		Statistical T Ratio Error Magnification	
Total Fusion Age	0.7453 ± 0.0075 $\pm 1.00\%$	2.20 ± 0.03 $\pm 1.22\%$		11	44.844 ± 2.429
		External Error ± 0.04 Analytical Error ± 0.02			

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{a})/^{36}\text{Ar}(\text{a}) \pm 2\sigma$	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD
Inverse Isochron	434.62 ± 14.72 $\pm 3.39\%$	0.4929 ± 0.0178 $\pm 3.60\%$	1.46 ± 0.05 $\pm 3.67\%$	0.77
		External Error ± 0.06 Analytical Error ± 0.05		
Statistics				
Statistical F Ratio	2.60	Convergence		0.0000001655
Error Magnification	1.0000	Number of Iterations		5
n	5	Calculated Line		Weighted York-2

Amostra CY-116 (Carbonatito)

Material analisado: Biotites (40 mg)

Irradiação = OSU1E09

J = 0.0017699 ± 0.0000046

FCT-3 = 28.030 ± 0.003 Ma

Intercept Values	T step	³⁶ Ar ± σ	³⁷ Ar ± σ	³⁸ Ar ± σ	³⁹ Ar ± σ	⁴⁰ Ar ± σ	⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar ± σ	³⁷ Ar/ ³⁹ Ar ± σ	³⁶ Ar/ ³⁹ Ar ± σ
09C2301	500 °C	0.00708(1)	0.000763(11)	0.00241(1)	0.0207(1)	1.9952(18)	96.09(70)	0.710(25)	0.319(2)
09C2302	600 °C	0.00217(1)	0.000317(8)	0.00139(1)	0.0743(2)	0.5852(13)	7.66(3)	0.071(3)	0.024(0)
09C2303	700 °C	0.00136(0)	0.000254(4)	0.00315(2)	0.2386(12)	0.3992(3)	1.60(1)	0.016(1)	0.004(0)
09C2305	775 °C	0.00138(1)	0.000418(5)	0.00692(3)	0.5461(6)	0.5419(2)	0.96(0)	0.013(0)	0.002(0)
09C2307	825 °C	0.00121(1)	0.000386(7)	0.00659(3)	0.5092(27)	0.4834(4)	0.90(1)	0.013(1)	0.002(0)
09C2308	875 °C	0.00080(0)	0.000356(8)	0.00389(3)	0.3049(5)	0.2747(3)	0.83(0)	0.020(1)	0.001(0)
09C2309	925 °C	0.00091(0)	0.000506(6)	0.00451(1)	0.3580(9)	0.3409(1)	0.89(0)	0.026(1)	0.001(0)
09C2311	975 °C	0.00102(0)	0.000990(9)	0.00506(1)	0.4010(11)	0.3936(5)	0.93(0)	0.048(2)	0.002(0)
09C2312	1025 °C	0.00109(1)	0.001734(9)	0.00627(3)	0.4967(15)	0.4565(5)	0.88(0)	0.070(2)	0.001(0)
09C2313	1075 °C	0.00099(0)	0.001878(8)	0.00507(2)	0.3999(7)	0.3809(10)	0.90(0)	0.095(3)	0.001(0)
09C2315	1125 °C	0.00092(1)	0.001980(9)	0.00500(2)	0.3945(14)	0.3566(6)	0.85(0)	0.102(3)	0.001(0)
09C2316	1175 °C	0.00090(0)	0.002524(3)	0.00552(2)	0.4392(9)	0.3732(3)	0.80(0)	0.118(4)	0.001(0)
09C2317	1225 °C	0.00095(1)	0.001889(16)	0.00489(3)	0.3946(9)	0.3643(3)	0.86(0)	0.097(3)	0.001(0)
09C2318	1275 °C	0.00099(0)	0.001482(19)	0.00485(1)	0.3895(12)	0.3741(3)	0.89(0)	0.077(3)	0.001(0)
09C2320	1325 °C	0.00068(1)	0.000655(8)	0.00247(2)	0.1873(6)	0.1875(3)	0.80(1)	0.068(2)	0.001(0)
09C2321	1400 °C	0.00071(0)	0.000684(9)	0.00235(2)	0.1843(3)	0.1948(3)	0.83(1)	0.073(3)	0.001(0)

Incremental Heating	T step	³⁶ Ar(a)	³⁷ Ar(ca)	³⁸ Ar(cl)	³⁹ Ar(k)	⁴⁰ Ar(r)	Age ± 2σ (Ma)	⁴⁰ Ar(r) (‰)	³⁹ Ar(k) (‰)	K/Ca ± 2σ
09C2301	500 °C	0.006653	0.014819	0.000926	0.020867	0.040108	6.13 ± 1.83	2.00	0.39	0.606 ± 0.043
09C2302	600 °C	0.001767	0.005339	0.000203	0.075006	0.052427	2.23 ± 0.35	9.12	1.39	6.041 ± 0.567
09C2303	700 °C	0.000953	0.003860	0.000234	0.241092	0.102992	1.36 ± 0.05	26.76	4.47	26.858 ± 2.371
09C2305	775 °C	0.000968	0.007104	0.000476	0.551716	0.242166	1.40 ± 0.03	45.79	10.23	33.393 ± 2.432
09C2307	825 °C	0.000782	0.006876	0.000596	0.514676	0.233069	1.45 ± 0.03	50.16	9.54	32.184 ± 2.854
09C2308	875 °C	0.000384	0.006131	0.000309	0.308119	0.141140	1.46 ± 0.04	55.35	5.71	21.609 ± 2.131
09C2309	925 °C *	0.000498	0.009239	0.000301	0.361841	0.176134	1.55 ± 0.04	54.41	6.71	16.841 ± 1.295
09C2311	975 °C *	0.000608	0.019462	0.000338	0.405243	0.198551	1.56 ± 0.04	52.42	7.51	8.954 ± 0.596
09C2312	1025 °C *	0.000673	0.035297	0.000443	0.501993	0.243224	1.55 ± 0.04	54.95	9.31	6.115 ± 0.387
09C2313	1075 °C *	0.000567	0.038357	0.000365	0.403856	0.197095	1.56 ± 0.04	53.97	7.49	4.527 ± 0.284
09C2315	1125 °C *	0.000489	0.040593	0.000371	0.398466	0.193508	1.55 ± 0.05	57.18	7.39	4.221 ± 0.266
09C2316	1175 °C *	0.000458	0.052252	0.000386	0.443382	0.217095	1.56 ± 0.03	61.52	8.22	3.649 ± 0.226
09C2317	1225 °C *	0.000501	0.038784	0.000260	0.398322	0.192881	1.55 ± 0.04	56.51	7.39	4.416 ± 0.285
09C2318	1275 °C *	0.000534	0.030225	0.000271	0.393369	0.190407	1.54 ± 0.03	54.63	7.29	5.596 ± 0.380
09C2320	1325 °C *	0.000209	0.012775	0.000258	0.188761	0.089686	1.52 ± 0.10	59.19	3.50	6.354 ± 0.456
09C2321	1400 °C *	0.000222	0.013564	0.000162	0.185754	0.088614	1.52 ± 0.07	57.43	3.44	5.889 ± 0.422

Inverse Isochron	T step	$^{39}\text{Ar}(\text{k})/^{40}\text{Ar}(\text{a+r}) \pm 2\sigma$	$^{36}\text{Ar}(\text{a})/^{40}\text{Ar}(\text{a+r}) \pm 2\sigma$
09C2301	500 °C	0.010402 \pm 0.000151	0.003316 \pm 0.000020
09C2302	600 °C	0.130534 \pm 0.000974	0.003075 \pm 0.000048
09C2303	700 °C	0.626745 \pm 0.006409	0.002478 \pm 0.000029
09C2305	775 °C	1.044264 \pm 0.002767	0.001833 \pm 0.000035
09C2307	825 °C	1.108929 \pm 0.013237	0.001685 \pm 0.000032
09C2308	875 °C	1.209871 \pm 0.012398	0.001509 \pm 0.000047
09C2309	925 °C *	1.119107 \pm 0.010237	0.001541 \pm 0.000035
09C2311	975 °C *	1.071055 \pm 0.009604	0.001608 \pm 0.000034
09C2312	1025 °C *	1.135330 \pm 0.009660	0.001523 \pm 0.000037
09C2313	1075 °C *	1.107126 \pm 0.010173	0.001556 \pm 0.000033
09C2315	1125 °C *	1.178737 \pm 0.012757	0.001447 \pm 0.000062
09C2316	1175 °C *	1.258029 \pm 0.010414	0.001300 \pm 0.000030
09C2317	1225 °C *	1.168293 \pm 0.010174	0.001470 \pm 0.000042
09C2318	1275 °C *	1.129984 \pm 0.010951	0.001533 \pm 0.000028
09C2320	1325 °C *	1.247228 \pm 0.021946	0.001379 \pm 0.000115
09C2321	1400 °C *	1.205424 \pm 0.019762	0.001438 \pm 0.000077

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD	$^{39}\text{Ar}(\text{k})$ (%,n)	K/Ca $\pm 2\sigma$
Weighted Plateau	0.4863 \pm 0.0038 \pm 0.79%	1.55 \pm 0.01 \pm 0.95%	0.30	68.26 10	4.892 \pm 1.022
		External Error \pm 0.03	2.26	Statistical T Ratio	
		Analytical Error \pm 0.01	1.0000	Error Magnification	
Total Fusion Age	0.4820 \pm 0.0043 \pm 0.90%	1.54 \pm 0.02 \pm 1.04%		16	6.928 \pm 0.138
		External Error \pm 0.03			
		Analytical Error \pm 0.01			

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{a})/^{36}\text{Ar}(\text{a}) \pm 2\sigma$	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD
Inverse Isochron	296.31 \pm 26.17 \pm 8.83%	0.4853 \pm 0.0340 \pm 7.00%	1.55 \pm 0.11 \pm 7.02%	0.34
		External Error \pm 0.11		
		Analytical Error \pm 0.11		
Statistics				
Statistical F Ratio	1.94	Convergence		0.0000007423
Error Magnification	1.0000	Number of Iterations		9
n	10	Calculated Line		Weighted York-2

Amostra CY-55 (Piroxenito)

Material analisado: Anfibolas (60 mg)

Irradiação = OSU1E09

J = 0.0017275 ± 0.0000048

FCT-3 = 28.030 ± 0.003 Ma

Intercept Values	T step	$^{36}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{38}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$
09C2403	600 °C	0.00296(1)	0.000231(1)	0.00060(0)	0.0020(0)	0.8908(5)	431.80(93)	2.188(85)	1.247(10)
09C2404	750 °C	0.00137(0)	0.000246(3)	0.00033(0)	0.0029(0)	0.6306(4)	213.08(63)	1.675(69)	0.334(3)
09C2405	900 °C	0.00049(0)	0.004318(47)	0.00068(1)	0.0370(1)	0.0662(2)	1.18(1)	2.904(0)	0.002(0)
09C2407	1000 °C	0.00098(1)	0.021657(54)	0.00341(1)	0.1922(2)	0.3029(3)	1.46(0)	2.831(92)	0.003(0)
09C2408	1050 °C	0.00066(0)	0.016215(28)	0.00245(1)	0.1454(2)	0.1403(2)	0.81(0)	2.799(91)	0.002(0)
09C2409	1100 °C	0.00071(1)	0.022750(45)	0.00340(2)	0.1988(3)	0.1670(2)	0.72(0)	2.879(94)	0.002(0)
09C2410	1150 °C	0.00068(0)	0.020418(57)	0.00311(2)	0.1776(3)	0.1553(3)	0.74(0)	2.891(94)	0.002(0)
09C2412	1200 °C	0.00065(0)	0.020560(40)	0.00306(1)	0.1779(4)	0.1439(2)	0.68(0)	2.912(95)	0.001(0)
09C2413	1250 °C	0.00060(0)	0.015755(27)	0.00231(2)	0.1390(2)	0.1198(1)	0.69(0)	2.854(93)	0.001(0)
09C2414	1300 °C	0.00054(0)	0.012337(46)	0.00184(1)	0.1081(2)	0.0935(0)	0.64(0)	2.873(94)	0.001(0)
09C2417	1350 °C	0.00057(0)	0.014180(31)	0.00214(1)	0.1272(5)	0.1188(2)	0.75(0)	2.854(94)	0.001(0)
09C2418	1400 °C	0.00045(0)	0.002777(20)	0.00041(1)	0.0243(1)	0.0415(1)	0.73(0)	2.889(97)	0.001(0)

Incremental Heating	T step	$^{36}\text{Ar(a)}$	$^{37}\text{Ar(ca)}$	$^{38}\text{Ar(cl)}$	$^{39}\text{Ar(k)}$	$^{40}\text{Ar(r)}$	Age ± 2σ (Ma)	$^{40}\text{Ar(r)}$ (‰)	$^{39}\text{Ar(k)}$ (‰)	K/Ca ± 2σ
09C2403	600 °C	0.002542	0.004461	0.000086	0.002036	0.129372	187.89 ± 9.46	14.69	0.15	0.196 ± 0.015
09C2404	750 °C	0.000966	0.004844	0.000104	0.002890	0.331012	325.74 ± 5.63	53.70	0.22	0.256 ± 0.021
09C2405	900 °C	0.000057	0.108686	0.000213	0.037350	0.027261	2.27 ± 0.34	61.94	2.78	0.148 ± 0.010
09C2407	1000 °C	0.000431	0.549684	0.001050	0.193767	0.155680	2.50 ± 0.08	54.97	14.43	0.152 ± 0.010
09C2408	1050 °C *	0.000144	0.410925	0.000689	0.146513	0.075505	1.61 ± 0.06	63.86	10.91	0.153 ± 0.010
09C2409	1100 °C *	0.000153	0.577888	0.001008	0.200355	0.099943	1.55 ± 0.07	68.76	14.92	0.149 ± 0.010
09C2410	1150 °C *	0.000143	0.518521	0.000970	0.179006	0.090924	1.58 ± 0.07	68.11	13.33	0.148 ± 0.010
09C2412	1200 °C *	0.000102	0.523517	0.000936	0.179432	0.091015	1.58 ± 0.06	74.98	13.36	0.147 ± 0.010
09C2413	1250 °C *	0.000083	0.400789	0.000641	0.140174	0.072308	1.61 ± 0.08	74.60	10.44	0.150 ± 0.010
09C2414	1300 °C *	0.000051	0.313565	0.000551	0.108935	0.055139	1.58 ± 0.11	78.50	8.11	0.149 ± 0.010
09C2417	1350 °C	0.000056	0.366912	0.000620	0.128327	0.079695	1.93 ± 0.08	82.79	9.55	0.150 ± 0.010
09C2418	1400 °C	0.000011	0.070685	0.000111	0.024422	0.014592	1.86 ± 0.36	82.04	1.82	0.149 ± 0.010

Inverse Isochron	T step	$^{39}\text{Ar(k)}/^{40}\text{Ar(a+r)} \pm 2\sigma$	$^{36}\text{Ar(a)}/^{40}\text{Ar(a+r)} \pm 2\sigma$
09C2403	600 °C	0.002312 ± 0.000031	0.002887 ± 0.000025
09C2404	750 °C	0.004688 ± 0.000072	0.001567 ± 0.000020
09C2405	900 °C	0.849403 ± 0.007969	0.001286 ± 0.000316
09C2407	1000 °C	0.684675 ± 0.002385	0.001523 ± 0.000056
09C2408	1050 °C *	1.240740 ± 0.004640	0.001220 ± 0.000087
09C2409	1100 °C *	1.380375 ± 0.006037	0.001054 ± 0.000107
09C2410	1150 °C *	1.342624 ± 0.007224	0.001076 ± 0.000094
09C2412	1200 °C *	1.480432 ± 0.008553	0.000843 ± 0.000102
09C2413	1250 °C *	1.448315 ± 0.006270	0.000856 ± 0.000128
09C2414	1300 °C *	1.553362 ± 0.005838	0.000723 ± 0.000178
09C2417	1350 °C	1.334832 ± 0.011216	0.000579 ± 0.000110
09C2418	1400 °C	1.375021 ± 0.016767	0.000604 ± 0.000541

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD	$^{39}\text{Ar}(\text{k})$ (%,n)	K/Ca $\pm 2\sigma$
Weighted Plateau	$0.5087 \pm 0.0095 \pm 1.86\%$	$1.58 \pm 0.03 \pm 1.94\%$	0.30	71.05 6	0.150 ± 0.004
		External Error ± 0.04	2.57	Statistical T Ratio	
		Analytical Error ± 0.03	1.0000	Error Magnification	
Total Fusion Age	$0.9101 \pm 0.0106 \pm 1.16\%$	$2.83 \pm 0.04 \pm 1.29\%$		12	0.150 ± 0.003
		External Error ± 0.06			
		Analytical Error ± 0.03			

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{a})/^{36}\text{Ar}(\text{a}) \pm 2\sigma$	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD
Inverse Isochron	$308.21 \pm 59.24 \pm 19.22\%$	$0.4994 \pm 0.0438 \pm 8.78\%$	$1.56 \pm 0.14 \pm 8.79\%$	0.32
		External Error ± 0.14		
		Analytical Error ± 0.14		
Statistics				
Statistical F Ratio	2.37	Convergence	0.0000001341	
Error Magnification	1.0000	Number of Iterations	4	
n	6	Calculated Line	Weighted York-2	

Amostra CY-118 (Sienito Nefelínico)

Material analisado: Biotites (30 mg)

Irradiação = OSU1E09

J = 0.0017809 ± 0.0000046

FCT-3 = 28.030 ± 0.003 Ma

Intercept Values	T step	$^{36}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{38}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$
09C1754	400 °C	0.00089(0)	0.000105(3)	0.00013(0)	0.0009(0)	0.1466(1)	148.97(67)	0.284(41)	0.478(9)
09C1755	500 °C	0.00066(0)	0.000110(8)	0.00008(1)	0.0015(0)	0.0921(2)	48.15(45)	0.185(42)	0.122(4)
09C1788	600 °C	0.00099(0)	0.000411(5)	0.00043(1)	0.0216(1)	0.2385(2)	10.25(3)	0.079(3)	0.024(0)
09C1789	700 °C	0.00097(0)	0.000382(7)	0.00073(1)	0.0487(1)	0.2261(1)	4.28(1)	0.030(2)	0.010(0)
09C1790	775 °C	0.00140(0)	0.000913(8)	0.00227(1)	0.1715(5)	0.4244(9)	2.38(1)	0.034(2)	0.005(0)
09C1791	850 °C	0.00096(1)	0.001037(9)	0.00269(2)	0.2082(4)	0.2776(7)	1.26(0)	0.033(1)	0.002(0)
09C1793	900 °C	0.00073(0)	0.000499(8)	0.00240(0)	0.1884(3)	0.1989(2)	0.97(0)	0.016(0)	0.001(0)
09C1794	950 °C	0.00071(0)	0.000550(9)	0.00246(1)	0.1962(2)	0.1971(1)	0.92(0)	0.018(0)	0.001(0)
09C1795	1000 °C	0.00065(1)	0.000506(7)	0.00218(1)	0.1733(3)	0.1649(2)	0.86(0)	0.018(0)	0.001(0)
09C1797	1075 °C	0.00069(0)	0.001089(10)	0.00277(2)	0.2183(4)	0.1987(2)	0.84(0)	0.034(1)	0.001(0)
09C1798	1150 °C	0.00066(1)	0.001464(10)	0.00243(1)	0.1939(3)	0.1799(2)	0.84(0)	0.053(1)	0.001(0)
09C1799	1225 °C	0.00060(0)	0.000652(5)	0.00147(1)	0.1169(2)	0.1125(0)	0.83(0)	0.036(1)	0.001(0)
09C1801	1300 °C	0.00053(1)	0.000494(6)	0.00086(1)	0.0681(1)	0.0687(1)	0.77(0)	0.044(1)	0.001(0)
09C1802	1400 °C	0.00050(0)	0.000302(4)	0.00048(1)	0.0369(1)	0.0457(2)	0.80(1)	0.042(1)	0.002(0)

Incremental Heating	T step	$^{36}\text{Ar(a)}$	$^{37}\text{Ar(ca)}$	$^{38}\text{Ar(cl)}$	$^{39}\text{Ar(k)}$	$^{40}\text{Ar(r)}$	Age ± 2σ (Ma)	$^{40}\text{Ar(r)}$ (‰)	$^{39}\text{Ar(k)}$ (‰)	K/Ca ± 2σ
09C1754	400 °C	0.000408	0.000243	0.000021	0.000854	0.006721	25.12 ± 14.12	5.28	0.05	1.513 ± 0.432
09C1755	500 °C	0.000182	0.000276	0.000010	0.001492	0.017980	38.32 ± 7.58	25.03	0.09	2.327 ± 1.057
09C1788	600 °C	0.000522	0.001707	0.000069	0.021644	0.067764	10.03 ± 0.51	30.54	1.31	5.452 ± 0.440
09C1789	700 °C	0.000499	0.001492	0.000061	0.048989	0.062077	4.07 ± 0.24	29.63	2.96	14.121 ± 1.439
09C1790	775 °C	0.000927	0.005869	0.000116	0.172929	0.137923	2.56 ± 0.09	33.48	10.43	12.670 ± 1.302
09C1791	850 °C *	0.000487	0.006857	0.000199	0.209989	0.119536	1.83 ± 0.13	45.34	12.67	13.169 ± 1.195
09C1793	900 °C *	0.000266	0.003096	0.000179	0.189969	0.105597	1.79 ± 0.07	57.24	11.46	26.381 ± 1.520
09C1794	950 °C *	0.000241	0.003475	0.000152	0.197882	0.111357	1.81 ± 0.07	60.97	11.94	24.486 ± 1.392
09C1795	1000 °C *	0.000180	0.003147	0.000145	0.174736	0.096706	1.78 ± 0.10	64.49	10.54	23.879 ± 1.258
09C1797	1075 °C *	0.000222	0.007546	0.000218	0.220161	0.118398	1.73 ± 0.06	64.26	13.28	12.545 ± 0.569
09C1798	1150 °C *	0.000192	0.010431	0.000170	0.195645	0.107050	1.76 ± 0.08	65.24	11.80	8.065 ± 0.350
09C1799	1225 °C	0.000161	0.004189	0.000085	0.117806	0.049698	1.35 ± 0.04	51.00	7.11	12.093 ± 0.564
09C1801	1300 °C	0.000085	0.003013	0.000044	0.068559	0.027937	1.31 ± 0.17	52.59	4.14	9.783 ± 0.543
09C1802	1400 °C	0.000060	0.001573	0.000034	0.037103	0.011988	1.04 ± 0.14	40.26	2.24	10.141 ± 0.704

Inverse Isochron	T step	$^{39}\text{Ar}(\text{k})/^{40}\text{Ar}(\text{a+r}) \pm 2\sigma$	$^{36}\text{Ar}(\text{a})/^{40}\text{Ar}(\text{a+r}) \pm 2\sigma$
09C1754	400 °C	0.006712 \pm 0.000150	0.003205 \pm 0.000101
09C1755	500 °C	0.020764 \pm 0.000386	0.002537 \pm 0.000168
09C1788	600 °C	0.097544 \pm 0.000537	0.002351 \pm 0.000052
09C1789	700 °C	0.233912 \pm 0.001392	0.002381 \pm 0.000060
09C1790	775 °C	0.419902 \pm 0.003234	0.002251 \pm 0.000035
09C1791	850 °C	0.797110 \pm 0.006226	0.001849 \pm 0.000109
09C1793	900 °C	1.030873 \pm 0.004671	0.001445 \pm 0.000071
09C1794	950 °C	1.084657 \pm 0.002993	0.001318 \pm 0.000078
09C1795	1000 °C	1.166562 \pm 0.005221	0.001199 \pm 0.000126
09C1797	1075 °C	1.196411 \pm 0.005552	0.001207 \pm 0.000077
09C1798	1150 °C	1.193782 \pm 0.004670	0.001174 \pm 0.000104
09C1799	1225 °C	1.210486 \pm 0.003979	0.001656 \pm 0.000054
09C1801	1300 °C	1.292352 \pm 0.007045	0.001602 \pm 0.000230
09C1802	1400 °C	1.247603 \pm 0.016276	0.002020 \pm 0.000176

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD	$^{39}\text{Ar}(\text{k})$ (%,n)	K/Ca $\pm 2\sigma$
Weighted Plateau	0.5519 \pm 0.0098 \pm 1.78%	1.77 \pm 0.03 \pm 1.86%	0.84	71.69 6	11.301 \pm 4.744
	External Error \pm 0.04	2.57	Statistical T Ratio		
	Analytical Error \pm 0.03	1.0000	Error Magnification		
Total Fusion Age	0.6278 \pm 0.0100 \pm 1.59%	2.02 \pm 0.03 \pm 1.67%		14	13.472 \pm 0.292
	External Error \pm 0.05				
	Analytical Error \pm 0.03				

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{a})/^{36}\text{Ar}(\text{a}) \pm 2\sigma$	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD
Inverse Isochron	318.71 \pm 33.46 \pm 10.50%	0.5237 \pm 0.0418 \pm 7.97%	1.68 \pm 0.13 \pm 7.99%	0.49
		External Error \pm 0.14		
		Analytical Error \pm 0.13		

Statistics				
Statistical F Ratio	2.37	Convergence	0.0000048673	
Error Magnification	1.0000	Number of Iterations		4
n	6	Calculated Line	Weighted York-2	

Amostra CY-245 (Piroxenito)

Material analisado: Anfíbolos (60 mg)

Irradiação = OSU1E09

J = 0.0017626 ± 0.0000046

FCT-3 = 28.030 ± 0.003 Ma

Intercept Values	T step	$^{36}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{38}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$
09C2419	600 °C	0.00507(1)	0.000313(5)	0.00158(1)	0.0026(0)	3.4438(31)	1 351.66(0)	2.595(7)	1.804(15)
09C2420	750 °C	0.00165(1)	0.000205(5)	0.00047(1)	0.0019(0)	0.8840(8)	454.62(45)	1.997(16)	0.640(11)
09C2422	900 °C	0.00156(1)	0.000734(11)	0.00049(0)	0.0074(0)	0.9170(5)	122.59(21)	2.331(86)	0.155(1)
09C2424	1000 °C	0.00193(1)	0.009823(15)	0.00183(1)	0.0865(1)	0.9184(11)	10.31(2)	3.016(0)	0.017(0)
09C2425	1050 °C	0.00090(1)	0.006819(20)	0.00108(1)	0.0596(1)	0.2803(4)	4.20(1)	3.030(1)	0.008(0)
09C2426	1100 °C	0.00122(0)	0.015330(36)	0.00231(1)	0.1336(3)	0.4705(8)	3.35(1)	3.053(1)	0.006(0)
09C2428	1150 °C	0.00130(1)	0.023565(68)	0.00341(1)	0.2040(7)	0.5405(9)	2.54(1)	3.080(3)	0.004(0)
09C2429	1200 °C	0.00110(1)	0.022657(66)	0.00313(2)	0.1883(2)	0.3888(4)	1.94(0)	3.210(7)	0.004(0)
09C2430	1240 °C	0.00069(0)	0.011039(53)	0.00142(1)	0.0859(1)	0.1733(2)	1.74(0)	3.419(14)	0.003(0)
09C2432	1280 °C	0.00069(1)	0.007861(37)	0.00088(1)	0.0526(1)	0.1644(1)	2.74(1)	3.963(32)	0.006(0)
09C2433	1320 °C	0.00066(0)	0.005693(23)	0.00066(0)	0.0385(1)	0.1482(1)	3.33(1)	3.912(31)	0.007(0)
09C2434	1360 °C	0.00048(0)	0.003684(10)	0.00043(0)	0.0254(1)	0.0660(0)	1.79(1)	3.803(27)	0.003(0)
09C2435	1400 °C	0.00043(0)	0.002074(7)	0.00023(1)	0.0140(0)	0.0418(0)	1.51(1)	3.829(28)	0.003(0)

Incremental Heating	T step	$^{36}\text{Ar(a)}$	$^{37}\text{Ar(ca)}$	$^{38}\text{Ar(cl)}$	$^{39}\text{Ar(k)}$	$^{40}\text{Ar(r)}$	Age ± 2σ (Ma)	$^{40}\text{Ar(r)}$ (‰)	$^{39}\text{Ar(k)}$ (‰)	K/Ca ± 2σ
09C2419	600 °C	0.004627	0.006659	0.000682	0.002562	2.101561	1613.63 ± 16.83	60.59	0.28	0.165 ± 0.014
09C2420	750 °C	0.001227	0.003832	0.000203	0.001916	0.509682	693.67 ± 18.19	58.44	0.21	0.215 ± 0.025
09C2422	900 °C	0.001141	0.017224	0.000175	0.007376	0.568393	229.77 ± 2.25	62.76	0.81	0.184 ± 0.014
09C2424	1000 °C	0.001409	0.263691	0.000527	0.087248	0.484460	17.57 ± 0.31	53.77	9.61	0.142 ± 0.009
09C2425	1050 °C	0.000407	0.182611	0.000284	0.060149	0.132766	7.01 ± 0.22	52.43	6.63	0.142 ± 0.009
09C2426	1100 °C	0.000707	0.412289	0.000574	0.134762	0.243992	5.75 ± 0.11	53.86	14.85	0.141 ± 0.009
09C2428	1150 °C	0.000725	0.635020	0.000839	0.205752	0.309221	4.77 ± 0.13	59.04	22.67	0.139 ± 0.009
09C2429	1200 °C *	0.000535	0.610702	0.000776	0.189825	0.211772	3.54 ± 0.11	57.24	20.92	0.134 ± 0.009
09C2430	1240 °C *	0.000207	0.296618	0.000339	0.086568	0.090091	3.31 ± 0.13	59.57	9.54	0.125 ± 0.008
09C2432	1280 °C *	0.000239	0.210476	0.000173	0.052970	0.074979	4.50 ± 0.30	51.50	5.84	0.108 ± 0.007
09C2433	1320 °C *	0.000222	0.151862	0.000123	0.038719	0.063470	5.21 ± 0.25	49.13	4.27	0.110 ± 0.007
09C2434	1360 °C *	0.000064	0.097509	0.000085	0.025572	0.026956	3.35 ± 0.47	58.80	2.82	0.113 ± 0.008
09C2435	1400 °C *	0.000026	0.053928	0.000029	0.014048	0.013521	3.06 ± 0.73	63.71	1.55	0.112 ± 0.007

Inverse Isochron	T step	$^{39}\text{Ar(k)}/^{40}\text{Ar(a+r)} \pm 2\sigma$	$^{36}\text{Ar(a)}/^{40}\text{Ar(a+r)} \pm 2\sigma$
09C2419	600 °C	0.000739 ± 0.000011	0.001334 ± 0.000010
09C2420	750 °C	0.002197 ± 0.000062	0.001407 ± 0.000027
09C2422	900 °C	0.008145 ± 0.000028	0.001260 ± 0.000021
09C2424	1000 °C	0.096850 ± 0.000333	0.001564 ± 0.000031
09C2425	1050 °C	0.237594 ± 0.000985	0.001609 ± 0.000054
09C2426	1100 °C	0.297574 ± 0.001676	0.001561 ± 0.000033
09C2428	1150 °C	0.392972 ± 0.003137	0.001385 ± 0.000050
09C2429	1200 °C *	0.513389 ± 0.001879	0.001446 ± 0.000058
09C2430	1240 °C *	0.572761 ± 0.002204	0.001367 ± 0.000076
09C2432	1280 °C *	0.363965 ± 0.001402	0.001641 ± 0.000116
09C2433	1320 °C *	0.299821 ± 0.001815	0.001721 ± 0.000079
09C2434	1360 °C *	0.558087 ± 0.004137	0.001393 ± 0.000280
09C2435	1400 °C *	0.662386 ± 0.005118	0.001227 ± 0.000517

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD	$^{39}\text{Ar}(\text{k})$ (%,n)	K/Ca $\pm 2\sigma$
Error Plateau					
		External Error Analytical Error		Statistical T Ratio Error Magnification	
Total Fusion Age	5.3235 ± 0.0267 $\pm 0.50\%$	16.85 ± 0.12 $\pm 0.72\%$		13	0.133 ± 0.003
		External Error ± 0.29 Analytical Error ± 0.08			

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{a})/^{36}\text{Ar}(\text{a}) \pm 2\sigma$	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD
Inverse Isochron	473.70 ± 37.72 $\pm 7.96\%$	0.6145 ± 0.1193 $\pm 19.42\%$	1.95 ± 0.38 $\pm 19.42\%$	0.00
		External Error ± 0.38 Analytical Error ± 0.38		
Statistics				
Statistical F Ratio	2.37	Convergence		0.0000000148
Error Magnification	1.0000	Number of Iterations		4
n	6	Calculated Line		Weighted York-2

IV.1.3. Unidade Inferior

Amostra CY-8 (Nefelinito Melilítico)

Material analisado: Matriz (70 mg)

Irradiação = OSU1E09 J = 0.0016985 ± 0.0000051 FCT-3 = 28.030 ± 0.003 Ma

Intercept Values	T step	$^{36}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{38}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$
09C2287	500 °C	0.01334(4)	0.004669(8)	0.00335(1)	0.0336(0)	3.8622(69)	114.95(28)	2.763(84)	0.380(2)
09C2288	600 °C	0.00164(1)	0.001542(8)	0.00133(1)	0.0346(1)	0.3989(11)	10.93(4)	0.844(26)	0.035(0)
09C2290	700 °C	0.00070(0)	0.000716(10)	0.00158(1)	0.0333(1)	0.1260(1)	3.07(1)	0.356(13)	0.008(0)
09C2292	800 °C	0.00056(1)	0.000498(4)	0.00297(4)	0.0516(1)	0.0979(1)	1.41(0)	0.175(6)	0.003(0)
09C2293	900 °C	0.00050(0)	0.000426(5)	0.00237(1)	0.0426(1)	0.0729(1)	1.11(0)	0.177(6)	0.002(0)
09C2294	1000 °C	0.00053(1)	0.001446(11)	0.00249(2)	0.0566(1)	0.0887(1)	1.23(0)	0.508(16)	0.002(0)
09C2296	1100 °C	0.00058(1)	0.006421(43)	0.00164(1)	0.0519(3)	0.0933(1)	1.43(1)	2.542(80)	0.003(0)
09C2297	1200 °C	0.00066(1)	0.016984(60)	0.00089(1)	0.0323(1)	0.0876(1)	2.12(1)	10.861(35)	0.008(0)
09C2298	1300 °C	0.00060(1)	0.014735(48)	0.00040(1)	0.0118(0)	0.0587(4)	3.34(3)	25.794(94)	0.016(1)
09C2299	1400 °C	0.00050(1)	0.004837(15)	0.00016(0)	0.0039(0)	0.0416(1)	5.71(3)	25.469(87)	0.024(2)

Incremental Heating	T step	$^{36}\text{Ar(a)}$	$^{37}\text{Ar(ca)}$	$^{38}\text{Ar(cl)}$	$^{39}\text{Ar(k)}$	$^{40}\text{Ar(r)}$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	$^{40}\text{Ar(r)}$ (‰)	$^{39}\text{Ar(k)}$ (‰)	K/Ca $\pm 2\sigma$
09C2287	500 °C	0.012842	0.093634	0.000548	0.033821	0.099975	9.04 ± 3.07	2.57	9.53	0.155 ± 0.009
09C2288	600 °C *	0.001212	0.029405	0.000692	0.034834	0.022640	1.99 ± 0.68	5.94	9.82	0.509 ± 0.032
09C2290	700 °C *	0.000270	0.011899	0.001122	0.033431	0.022646	2.07 ± 0.25	22.08	9.42	1.208 ± 0.089
09C2292	800 °C *	0.000130	0.009128	0.002341	0.052169	0.034976	2.05 ± 0.23	47.71	14.71	2.458 ± 0.160
09C2293	900 °C *	0.000067	0.007631	0.001854	0.043053	0.028105	2.00 ± 0.13	58.56	12.14	2.426 ± 0.166
09C2294	1000 °C *	0.000118	0.029069	0.001810	0.057211	0.035186	1.88 ± 0.21	50.11	16.13	0.846 ± 0.054
09C2296	1100 °C *	0.000139	0.133147	0.000991	0.052291	0.033834	1.98 ± 0.27	45.22	14.74	0.169 ± 0.011
09C2297	1200 °C *	0.000163	0.354334	0.000436	0.032386	0.021056	1.99 ± 0.44	30.46	9.13	0.039 ± 0.002
09C2298	1300 °C *	0.000108	0.307272	0.000188	0.011706	0.007920	2.07 ± 1.20	19.90	3.30	0.016 ± 0.001
09C2299	1400 °C *	0.000068	0.100063	0.000076	0.003861	0.002418	1.92 ± 2.90	10.79	1.09	0.017 ± 0.001

Inverse Isochron	T step	$^{39}\text{Ar(k)}/^{40}\text{Ar(a+r)} \pm 2\sigma$	$^{36}\text{Ar(a)}/^{40}\text{Ar(a+r)} \pm 2\sigma$
09C2287	500 °C	0.008684 ± 0.000042	0.003297 ± 0.000029
09C2288	600 °C *	0.091451 ± 0.000626	0.003183 ± 0.000068
09C2290	700 °C *	0.326019 ± 0.002031	0.002637 ± 0.000090
09C2292	800 °C *	0.712136 ± 0.004148	0.001768 ± 0.000177
09C2293	900 °C *	0.897917 ± 0.006429	0.001400 ± 0.000132
09C2294	1000 °C *	0.815388 ± 0.003405	0.001687 ± 0.000190
09C2296	1100 °C *	0.699337 ± 0.007746	0.001853 ± 0.000209
09C2297	1200 °C *	0.468781 ± 0.003130	0.002353 ± 0.000227
09C2298	1300 °C *	0.294264 ± 0.005591	0.002710 ± 0.000389
09C2299	1400 °C *	0.172283 ± 0.001721	0.003019 ± 0.000553

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD	$^{39}\text{Ar}(\text{k})$ (%,n)	K/Ca $\pm 2\sigma$
Weighted Plateau	0.6513 ± 0.0281 $\pm 4.32\%$	1.99 ± 0.09 $\pm 4.36\%$	0.23	90.47 9	0.019 ± 0.018
		External Error ± 0.09	2.31	Statistical T Ratio	
		Analytical Error ± 0.09	1.0000	Error Magnification	
Total Fusion Age	0.8703 ± 0.1032 $\pm 11.86\%$	2.66 ± 0.32 $\pm 11.87\%$		10	0.142 ± 0.004
		External Error ± 0.32			
		Analytical Error ± 0.32			

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{a})/^{36}\text{Ar}(\text{a}) \pm 2\sigma$	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD
Inverse Isochron	296.45 ± 6.18 $\pm 2.09\%$	0.6481 ± 0.0351 $\pm 5.41\%$	1.98 ± 0.11 $\pm 5.44\%$	0.25
		External Error ± 0.11		
		Analytical Error ± 0.11		
Statistics				
Statistical F Ratio	2.01	Convergence	0.0000000875	
Error Magnification	1.0000	Number of Iterations	4	
n	9	Calculated Line	Weighted York-2	

Amostra CY-9 (Nefelinito Melilítico)

Material analisado: Rocha-total (150 mg)

Irradiação = OSU1E09

J = 0.0015028 ± 0.0000081

FCT-3 = 28.030 ± 0.003 Ma

Intercept Values	T step	$^{36}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{38}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$
09C2055	500 °C	0.01888(10)	0.024253(67)	0.02466(9)	0.3770(5)	5.6475(39)	14.98(2)	0.913(25)	0.048(0)
09C2056	600 °C	0.00078(1)	0.003769(10)	0.00216(1)	0.0729(2)	0.1745(2)	2.09(1)	0.722(20)	0.004(0)
09C2057	700 °C	0.00129(0)	0.019209(33)	0.01007(3)	0.3329(5)	0.5122(5)	1.48(0)	0.819(22)	0.002(0)
09C2058	775 °C	0.00112(0)	0.017669(41)	0.00710(2)	0.2792(2)	0.4193(10)	1.43(0)	0.898(24)	0.002(0)
09C2059	850 °C	0.00091(1)	0.008489(23)	0.00546(2)	0.2611(3)	0.3533(27)	1.27(1)	0.460(12)	0.002(0)
09C2060	925 °C	0.00087(0)	0.007370(17)	0.00300(2)	0.1796(3)	0.2609(3)	1.33(0)	0.580(16)	0.002(0)
09C2061	1000 °C	0.00072(1)	0.011423(40)	0.00143(1)	0.0762(1)	0.1351(2)	1.48(0)	2.126(57)	0.004(0)
09C2062	1100 °C	0.00119(1)	0.052910(44)	0.00209(1)	0.0759(2)	0.2207(2)	2.62(1)	9.945(69)	0.010(0)
09C2063	1200 °C	0.00475(2)	0.603304(90)	0.00730(3)	0.1647(4)	0.7003(17)	4.10(1)	52.307(9)	0.026(0)
09C2064	1300 °C	0.00086(1)	0.043304(80)	0.00018(0)	0.0021(0)	0.1091(1)	40.26(31)	302.640(10)	0.202(3)

Incremental Heating	T step	$^{36}\text{Ar(a)}$	$^{37}\text{Ar(ca)}$	$^{38}\text{Ar(cl)}$	$^{39}\text{Ar(k)}$	$^{40}\text{Ar(r)}$	Age ± 2σ (Ma)	$^{40}\text{Ar(r)}$ (‰)	$^{39}\text{Ar(k)}$ (‰)	K/Ca ± 2σ
09C2055	500 °C *	0.018277	0.348412	0.016994	0.381445	0.316040	2.24 ± 0.45	5.53	20.77	0.471 ± 0.025
09C2056	600 °C *	0.000318	0.053319	0.001248	0.073807	0.060469	2.22 ± 0.13	39.16	4.02	0.595 ± 0.032
09C2057	700 °C *	0.000764	0.276032	0.006100	0.336899	0.271821	2.19 ± 0.03	54.61	18.35	0.525 ± 0.028
09C2058	775 °C *	0.000607	0.253925	0.003764	0.282535	0.223689	2.15 ± 0.03	55.46	15.39	0.478 ± 0.026
09C2059	850 °C *	0.000428	0.121519	0.002374	0.264244	0.209310	2.15 ± 0.07	62.26	14.39	0.935 ± 0.050
09C2060	925 °C	0.000393	0.105371	0.000844	0.181665	0.125845	1.88 ± 0.04	51.96	9.89	0.741 ± 0.040
09C2061	1000 °C	0.000231	0.163919	0.000475	0.076978	0.045985	1.62 ± 0.13	40.22	4.19	0.202 ± 0.011
09C2062	1100 °C	0.000534	0.763339	0.001006	0.076241	0.043339	1.54 ± 0.19	21.53	4.15	0.043 ± 0.002
09C2063	1200 °C	0.001984	8.716351	0.003906	0.160772	0.097299	1.64 ± 0.65	14.23	8.76	0.008 ± 0.000
09C2064	1300 °C	0.000251	0.623287	0.000003	0.001640	0.008821	14.52 ± 7.02	10.64	0.09	0.001 ± 0.000

Inverse Isochron	T step	$^{39}\text{Ar(k)}/^{40}\text{Ar(a+r)} \pm 2\sigma$	$^{36}\text{Ar(a)}/^{40}\text{Ar(a+r)} \pm 2\sigma$
09C2055	500 °C *	0.066723 ± 0.000218	0.003197 ± 0.000038
09C2056	600 °C *	0.478247 ± 0.002986	0.002058 ± 0.000078
09C2057	700 °C *	0.677249 ± 0.002506	0.001535 ± 0.000023
09C2058	775 °C *	0.701039 ± 0.003707	0.001506 ± 0.000022
09C2059	850 °C *	0.786631 ± 0.013098	0.001275 ± 0.000048
09C2060	925 °C	0.750682 ± 0.003348	0.001624 ± 0.000033
09C2061	1000 °C	0.673706 ± 0.003283	0.002022 ± 0.000112
09C2062	1100 °C	0.378950 ± 0.002102	0.002655 ± 0.000088
09C2063	1200 °C	0.235212 ± 0.001696	0.002902 ± 0.000191
09C2064	1300 °C	0.019779 ± 0.000470	0.003024 ± 0.000174

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD	$^{39}\text{Ar}(\text{k})$ (%,n)	K/Ca $\pm 2\sigma$
Weighted Plateau	$0.7996 \pm 0.0081 \pm 1.02\%$	$2.17 \pm 0.03 \pm 1.48\%$	1.23	72.92 ± 5	0.538 ± 0.117
		External Error ± 0.05	2.78	Statistical T Ratio	
		Analytical Error ± 0.02	1.1112	Error Magnification	
Total Fusion Age	$0.7639 \pm 0.0410 \pm 5.37\%$	$2.07 \pm 0.11 \pm 5.47\%$		10	0.069 ± 0.003
		External Error ± 0.12			
		Analytical Error ± 0.11			

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{a})/^{36}\text{Ar}(\text{a}) \pm 2\sigma$	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD
Inverse Isochron	$296.55 \pm 4.45 \pm 1.50\%$	$0.7972 \pm 0.0137 \pm 1.71\%$	$2.16 \pm 0.04 \pm 2.03\%$	1.53
		External Error ± 0.06		
		Analytical Error ± 0.04		
Statistics				
Statistical F Ratio	2.60	Convergence	0.0000032259	
Error Magnification	1.2365	Number of Iterations	4	
n	5	Calculated Line	Weighted York-2	

Amostra CY-165 (Foidito)

Material analisado: Anfíbulas (60 mg)

Irradiação = OSU1E09 J = 0.0017520 ± 0.0000047 FCT-3 = 28.030 ± 0.003 Ma

Intercept Values	T step	$^{36}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{38}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$
09C2389	500 °C	0.00285(1)	0.001473(6)	0.00083(1)	0.0064(0)	0.7311(8)	112.30(31)	5.464(79)	0.380(2)
09C2390	600 °C	0.00143(1)	0.000946(9)	0.00040(1)	0.0045(0)	0.3301(2)	69.09(20)	4.914(68)	0.225(2)
09C2391	700 °C	0.00091(0)	0.000513(4)	0.00021(1)	0.0030(0)	0.1792(1)	52.87(28)	3.766(33)	0.166(1)
09C2393	800 °C	0.00068(1)	0.000345(5)	0.00013(0)	0.0029(0)	0.1018(1)	27.62(16)	2.392(95)	0.092(2)
09C2394	900 °C	0.00054(0)	0.000275(3)	0.00007(0)	0.0021(0)	0.0632(1)	19.91(14)	2.447(99)	0.065(2)
09C2395	1000 °C	0.00064(0)	0.001301(10)	0.00020(1)	0.0075(0)	0.0925(0)	9.63(4)	4.058(36)	0.031(1)
09C2396	1100 °C	0.00051(0)	0.002105(11)	0.00029(0)	0.0133(0)	0.0594(1)	3.02(2)	3.803(25)	0.009(0)
09C2398	1200 °C	0.00068(0)	0.008651(10)	0.00094(1)	0.0493(1)	0.1231(1)	2.13(1)	4.307(39)	0.006(0)
09C2399	1300 °C	0.00089(1)	0.020937(21)	0.00154(1)	0.0825(1)	0.2035(2)	2.25(0)	6.266(2)	0.006(0)
09C2400	1400 °C	0.00073(0)	0.021653(32)	0.00108(0)	0.0588(1)	0.1224(1)	1.78(0)	9.111(94)	0.006(0)

Incremental Heating	T step	$^{36}\text{Ar(a)}$	$^{37}\text{Ar(ca)}$	$^{38}\text{Ar(cl)}$	$^{39}\text{Ar(k)}$	$^{40}\text{Ar(r)}$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	$^{40}\text{Ar(r)}$ (%)	$^{39}\text{Ar(k)}$ (%)	K/Ca $\pm 2\sigma$
09C2389	500 °C *	0.002429	0.035095	0.000285	0.006400	0.003509	1.73 ± 3.35	0.49	2.76	0.078 ± 0.005
09C2390	600 °C	0.001008	0.022106	0.000138	0.004484	0.012995	9.14 ± 3.26	4.18	1.94	0.087 ± 0.006
09C2391	700 °C	0.000495	0.011277	0.000065	0.002987	0.012032	12.69 ± 2.07	7.60	1.29	0.114 ± 0.008
09C2393	800 °C *	0.000269	0.007026	0.000025	0.002933	0.001712	1.84 ± 4.38	2.11	1.27	0.180 ± 0.014
09C2394	900 °C *	0.000138	0.005242	0.000006	0.002139	0.001934	2.86 ± 3.07	4.53	0.92	0.175 ± 0.014
09C2395	1000 °C *	0.000231	0.030857	0.000050	0.007584	0.005043	2.10 ± 1.11	6.88	3.27	0.106 ± 0.007
09C2396	1100 °C *	0.000102	0.050942	0.000099	0.013362	0.010161	2.40 ± 0.72	25.14	5.77	0.113 ± 0.007
09C2398	1200 °C *	0.000241	0.214620	0.000293	0.049683	0.035194	2.24 ± 0.15	33.08	21.45	0.100 ± 0.006
09C2399	1300 °C	0.000368	0.522536	0.000454	0.083036	0.079284	3.02 ± 0.24	42.17	35.86	0.068 ± 0.004
09C2400	1400 °C *	0.000210	0.540651	0.000295	0.058979	0.043765	2.34 ± 0.20	41.38	25.47	0.047 ± 0.003

Inverse Isochron	T step	$^{39}\text{Ar(k)}/^{40}\text{Ar(a+r)} \pm 2\sigma$	$^{36}\text{Ar(a)}/^{40}\text{Ar(a+r)} \pm 2\sigma$
09C2389	500 °C *	0.008872 ± 0.000048	0.003368 ± 0.000032
09C2390	600 °C	0.014427 ± 0.000084	0.003243 ± 0.000051
09C2391	700 °C	0.018866 ± 0.000200	0.003127 ± 0.000042
09C2393	800 °C *	0.036149 ± 0.000419	0.003313 ± 0.000170
09C2394	900 °C *	0.050138 ± 0.000683	0.003231 ± 0.000165
09C2395	1000 °C *	0.103546 ± 0.000837	0.003151 ± 0.000123
09C2396	1100 °C *	0.330639 ± 0.003576	0.002533 ± 0.000254
09C2398	1200 °C *	0.467273 ± 0.002258	0.002264 ± 0.000073
09C2399	1300 °C	0.441829 ± 0.001734	0.001956 ± 0.000112
09C2400	1400 °C *	0.557897 ± 0.002569	0.001983 ± 0.000121

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD	$^{39}\text{Ar}(\text{k})$ (%,n)	K/Ca $\pm 2\sigma$
Weighted Plateau		External Error Analytical Error		Statistical T Ratio Error Magnification	
Total Fusion Age	0.8879 ± 0.0559 $\pm 6.29\%$	2.80 ± 0.18 $\pm 6.31\%$		10	0.069 ± 0.002
		External Error ± 0.18 Analytical Error ± 0.18			

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{a})/^{36}\text{Ar}(\text{a}) \pm 2\sigma$	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD
Inverse Isochron	295.02 ± 2.69 $\pm 0.91\%$	0.7230 ± 0.0397 $\pm 5.49\%$	2.28 ± 0.13 $\pm 5.51\%$	0.22
		External Error ± 0.13 Analytical Error ± 0.13		
Statistics	Statistical F Ratio	2.21	Convergence	0.0000005742
	Error Magnification	1.0000	Number of Iterations	4
	n	7	Calculated Line	Weighted York-2

Amostra CY-166 (Basanito)

Material analisado: Anfíbulas (60 mg)

Irradiação = OSU1E09

J = 0.0017409 ± 0.0000047

FCT-3 = 28.030 ± 0.003 Ma

Intercept Values	T step	$^{36}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{38}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{37}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$	$^{36}\text{Ar}/^{39}\text{Ar} \pm \sigma$
09C2501	600 °C	0.00256(1)	0.000742(5)	0.00087(1)	0.0059(0)	0.6739(13)	109.05(56)	3.509(27)	0.355(3)
09C2502	750 °C	0.00086(1)	0.000174(6)	0.00023(1)	0.0023(0)	0.1723(2)	62.45(43)	1.479(9)	0.189(3)
09C2503	900 °C	0.00067(0)	0.000873(9)	0.00026(1)	0.0059(0)	0.1179(4)	14.82(8)	4.212(55)	0.041(1)
09C2504	1000 °C	0.00090(0)	0.004554(20)	0.00087(1)	0.0293(0)	0.2168(4)	6.36(2)	4.694(63)	0.016(0)
09C2506	1050 °C	0.00054(0)	0.005181(18)	0.00089(0)	0.0343(1)	0.0949(1)	2.09(1)	4.577(59)	0.004(0)
09C2507	1100 °C	0.00071(0)	0.007627(39)	0.00115(1)	0.0459(2)	0.1428(3)	2.61(1)	5.057(77)	0.007(0)
09C2508	1150 °C	0.00063(0)	0.010930(58)	0.00140(1)	0.0555(1)	0.1193(1)	1.74(0)	6.011(10)	0.004(0)
09C2509	1200 °C	0.00069(0)	0.014940(30)	0.00158(1)	0.0629(1)	0.1334(1)	1.76(0)	7.267(51)	0.005(0)
09C2511	1250 °C	0.00069(1)	0.013930(26)	0.00124(1)	0.0494(1)	0.1178(1)	1.86(0)	8.629(98)	0.005(0)
09C2512	1325 °C	0.00079(0)	0.022729(44)	0.00132(1)	0.0519(1)	0.1264(1)	1.93(1)	13.440(64)	0.007(0)
09C2513	1400 °C	0.00055(0)	0.010910(43)	0.00051(0)	0.0198(1)	0.0653(0)	1.97(1)	16.879(88)	0.007(0)

Incremental Heating	T step	$^{36}\text{Ar(a)}$	$^{37}\text{Ar(ca)}$	$^{38}\text{Ar(cl)}$	$^{39}\text{Ar(k)}$	$^{40}\text{Ar(r)}$	Age ± 2σ (Ma)	$^{40}\text{Ar(r)}$ (‰)	$^{39}\text{Ar(k)}$ (‰)	K/Ca ± 2σ
09C2501	600 °C	0.002117	0.021003	0.000386	0.005972	0.027106	14.20 ± 4.33	4.15	1.64	0.122 ± 0.009
09C2502	750 °C	0.000434	0.003398	0.000104	0.002295	0.015249	20.75 ± 5.09	10.63	0.63	0.290 ± 0.043
09C2503	900 °C	0.000238	0.025071	0.000131	0.005935	0.017735	9.36 ± 1.86	20.11	1.63	0.102 ± 0.007
09C2504	1000 °C	0.000435	0.139104	0.000415	0.029540	0.059926	6.36 ± 0.32	31.79	8.10	0.091 ± 0.006
09C2506	1050 °C	0.000106	0.158490	0.000441	0.034524	0.041227	3.75 ± 0.24	56.86	9.47	0.094 ± 0.006
09C2507	1100 °C *	0.000263	0.234386	0.000529	0.046188	0.043351	2.95 ± 0.24	35.79	12.67	0.085 ± 0.006
09C2508	1150 °C *	0.000154	0.336948	0.000676	0.055827	0.051747	2.91 ± 0.21	53.19	15.31	0.071 ± 0.005
09C2509	1200 °C *	0.000176	0.461484	0.000751	0.063197	0.059556	2.96 ± 0.20	53.36	17.33	0.059 ± 0.004
09C2511	1250 °C *	0.000157	0.430019	0.000567	0.049544	0.046012	2.91 ± 0.35	49.76	13.59	0.050 ± 0.003
09C2512	1325 °C *	0.000183	0.704014	0.000581	0.051907	0.047038	2.84 ± 0.27	46.46	14.23	0.032 ± 0.002
09C2513	1400 °C	0.000044	0.336803	0.000205	0.019728	0.026109	4.15 ± 0.53	66.54	5.41	0.025 ± 0.002

Inverse Isochron	T step	$^{39}\text{Ar(k)}/^{40}\text{Ar(a+r)} \pm 2\sigma$	$^{36}\text{Ar(a)}/^{40}\text{Ar(a+r)} \pm 2\sigma$
09C2501	600 °C	0.009148 ± 0.000094	0.003244 ± 0.000043
09C2502	750 °C	0.015997 ± 0.000218	0.003024 ± 0.000089
09C2503	900 °C	0.067287 ± 0.000747	0.002704 ± 0.000135
09C2504	1000 °C	0.156717 ± 0.000742	0.002308 ± 0.000053
09C2506	1050 °C	0.476422 ± 0.002866	0.001459 ± 0.000122
09C2507	1100 °C *	0.381502 ± 0.003650	0.002172 ± 0.000096
09C2508	1150 °C *	0.574174 ± 0.002992	0.001583 ± 0.000133
09C2509	1200 °C *	0.566582 ± 0.002227	0.001577 ± 0.000122
09C2511	1250 °C *	0.536089 ± 0.001710	0.001699 ± 0.000201
09C2512	1325 °C *	0.512916 ± 0.002897	0.001811 ± 0.000149
09C2513	1400 °C	0.503000 ± 0.004031	0.001131 ± 0.000285

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD	$^{39}\text{Ar}(\text{k})$ (%,n)	K/Ca $\pm 2\sigma$
Weighted Plateau	0.9307 ± 0.0343 $\pm 3.69\%$	2.92 ± 0.11 $\pm 3.72\%$	0.13	73.13 5	0.047 ± 0.017
		External Error ± 0.12	2.78	Statistical T Ratio	
		Analytical Error ± 0.11	1.0000	Error Magnification	
Total Fusion Age	1.1931 ± 0.0403 $\pm 3.38\%$	3.74 ± 0.13 $\pm 3.42\%$		11	0.055 ± 0.001
		External Error ± 0.14			
		Analytical Error ± 0.13			

Results	$^{40}\text{Ar}(\text{a})/^{36}\text{Ar}(\text{a}) \pm 2\sigma$	$^{40}\text{Ar}(\text{r})/^{39}\text{Ar}(\text{k}) \pm 2\sigma$	Age $\pm 2\sigma$ (Ma)	MSWD
Inverse Isochron	297.27 ± 30.42 $\pm 10.23\%$	0.9244 ± 0.1125 $\pm 12.17\%$	2.90 ± 0.35 $\pm 12.17\%$	0.17
		External Error ± 0.36		
		Analytical Error ± 0.35		
Statistics				
Statistical F Ratio	2.60	Convergence		0.0000002981
Error Magnification	1.0000	Number of Iterations		4
n	5	Calculated Line		Weighted York-2

O sumário das idades determinadas para as amostras da Ilha Brava encontra-se na tabela abaixo. Os valores em **negrito** correspondem às idades consideradas mais adequadas enquanto os sublinhados foram considerados inaceitáveis. F é desvio quadrático médio ponderado (MSWD) e p é a probabilidade de ocorrência para um intervalo de confiança de 95%.

Amostra		Plateau						Isócrona			
		Idade-plateau (Ma \pm 2 σ)	nº increm. (nº total)	^{39}Ar (% total)	K/Ca (\pm 2 σ)	MSWD (F)	P	Idade-isócrona (Ma \pm 2 σ)	intersecção $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	MSWD (F)	P
UNIDADE INFERIOR	CY-193	<u>0.034 \pm 0.021</u>	10 (10)	100.0	1.44 \pm 0.49	0.76	0.65	<u>0.007 \pm 0.008</u>	297 \pm 1	0.42	0.91
	CY-106	0.240 \pm 0.010	8 (10)	92.9	38.14 \pm 3.38	0.07	0.99	0.238 \pm 0.032	296 \pm 6	0.08	0.99
	CY-27	0.253 \pm 0.048	11 (11)	100.0	5.85 \pm 7.58	0.80	0.63	0.249 \pm 0.010	297 \pm 4	0.76	0.64
	CY-226	<u>0.50 \pm 0.29</u>	12 (12)	100.0	3.38 \pm 1.28	0.11	0.99	<u>0.52 \pm 0.58</u>	295 \pm 2	0.12	0.99
UNIDADE INTERMÉDIA	CY-154	1.36 \pm 0.02	10 (13)	73.6	15.87 \pm 2.36	0.55	0.84	1.30 \pm 0.11	303 \pm 13	0.45	0.89
	CY-103	-	-	-	-	-	-	1.46 \pm 0.05	435 \pm 15	0.77	0.51
	CY-116	1.55 \pm 0.01	10 (16)	68.3	4.89 \pm 1.02	0.30	0.98	1.55 \pm 0.11	296 \pm 26	0.34	0.95
	CY-55	1.58 \pm 0.03	6 (12)	71.1	0.150 \pm 0.004	0.30	0.91	1.56 \pm 0.14	308 \pm 59	0.32	0.86
	CY-118	1.77 \pm 0.03	6 (14)	71.7	11.30 \pm 4.74	0.84	0.52	1.68 \pm 0.13	319 \pm 33	0.49	0.74
	CY-245	-	-	-	-	-	-	1.95 \pm 0.38	474 \pm 38	0.00	1.00
UNIDADE SUPERIOR	CY-8	1.99 \pm 0.09	9 (10)	90.5	0.019 \pm 0.018	0.23	0.99	1.98 \pm 0.11	296 \pm 6	0.25	0.97
	CY-9	2.17 \pm 0.03	5 (10)	72.9	0.54 \pm 0.12	1.23	0.30	2.16 \pm 0.04	297 \pm 4	1.53	0.21
	CY-165	-	-	-	-	-	-	2.28 \pm 0.13	295 \pm 3	0.22	0.95
	CY-166	2.92 \pm 0.11	5 (11)	73.1	0.047 \pm 0.017	0.13	0.97	2.90 \pm 0.35	297 \pm 30	0.17	0.92

IV.2. Análises de química mineral

IV.2.1. Olivina

Amostra	ROCHAS MÁFICAS											
	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7
Referência	b1_ol1	b1_ol1	b1_ol1	b1_ol1	b1_ol1	b1_ol1	b1_ol1	b1_ol1	b1_ol2	b1_ol2	b1_ol2	b2_ol1
Sector	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*7	*8	bordo	núcleo	bordo	bordo
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO₂	41.270	40.263	41.394	41.066	40.860	41.105	40.843	40.258	41.252	41.026	40.448	40.263
TiO₂	0.016	0.012	n.d.	0.010	0.058	0.021	0.010	n.d.	0.037	n.d.	0.012	0.004
Al₂O₃	0.031	0.020	0.029	0.024	0.002	0.043	0.031	0.027	0.031	0.031	0.020	0.047
FeO	13.462	13.533	13.419	13.476	13.598	13.507	13.498	14.099	14.357	13.925	15.190	14.448
MnO	0.193	0.131	0.179	0.144	0.199	0.150	0.131	0.170	0.248	0.160	0.211	0.181
MgO	44.158	44.739	44.356	44.715	44.898	44.438	44.716	44.479	43.655	43.985	43.472	44.007
CaO	0.260	0.274	0.284	0.279	0.289	0.281	0.284	0.305	0.304	0.264	0.386	0.275
NiO	0.168	0.204	0.176	0.197	0.209	0.169	0.179	0.199	0.165	0.215	0.126	0.219
Total	99.558	99.176	99.837	99.911	100.113	99.714	99.692	99.537	100.049	99.606	99.865	99.444
Número de iões na base de 4 oxigénios												
Si	1.030	1.012	1.030	1.022	1.017	1.025	1.019	1.011	1.029	1.026	1.017	1.013
Al^{IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	1.030	1.012	1.030	1.022	1.017	1.025	1.019	1.011	1.029	1.026	1.017	1.013
Al^{VI}	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe²⁺	0.281	0.284	0.279	0.280	0.283	0.282	0.282	0.296	0.299	0.291	0.319	0.304
Mn	0.004	0.003	0.004	0.003	0.004	0.003	0.003	0.004	0.005	0.003	0.004	0.004
Mg	1.643	1.676	1.645	1.659	1.665	1.652	1.664	1.665	1.623	1.640	1.629	1.651
Ca	0.007	0.007	0.008	0.007	0.008	0.008	0.008	0.008	0.008	0.007	0.010	0.007
Ni	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	0.003	0.004	0.003	0.004
Total	1.939	1.976	1.940	1.955	1.966	1.949	1.961	1.978	1.941	1.947	1.966	1.972
%Fo	85.398	85.495	85.493	85.540	85.479	85.435	85.520	84.905	84.426	84.921	83.613	84.449
%Fa	14.602	14.505	14.507	14.460	14.521	14.565	14.480	15.095	15.574	15.079	16.387	15.551
Mg#	85.4	85.5	85.5	85.5	85.5	85.4	85.5	84.9	84.4	84.9	83.6	84.4

F = Fenocristal; **MF** = Microfenocristal; **M** = Matriz

Fo = Forsterite; **Fa** = Faialite

Mg# = $[\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})] \times 100$

n.d. = Abaixo do limite de detecção

Os algarismos precedidos por (*) indicam análises ao longo de um perfil.

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7
Referência	b2_ol1	b2_ol1	b2_ol2	b2_ol2	b2_ol2	b2_ol3	b2_ol3	b2_ol3	b3_ol1	b3_ol1	b3_ol1	b3_ol2
Sector	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	*1	*2	*3	bordo	núcleo	bordo	núcleo
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO₂	39.730	40.410	39.903	39.067	39.186	40.146	39.466	39.159	40.005	39.845	39.833	40.125
TiO₂	0.027	0.041	n.d.	0.005	0.010	0.004	n.d.	0.019	0.041	0.006	n.d.	n.d.
Al₂O₃	0.047	0.022	0.001	0.030	n.d.	0.027	0.033	n.d.	0.017	n.d.	n.d.	0.007
FeO	13.813	14.119	17.414	17.428	17.340	17.228	17.367	17.279	17.790	17.687	17.747	15.197
MnO	0.182	0.140	0.236	0.253	0.235	0.252	0.264	0.242	0.217	0.220	0.212	0.205
MgO	44.657	44.064	41.238	41.853	42.220	41.574	41.578	41.893	41.126	41.488	41.545	43.757
CaO	0.321	0.305	0.359	0.349	0.389	0.384	0.377	0.414	0.355	0.365	0.383	0.301
NiO	0.204	0.213	0.139	0.142	0.126	0.121	0.122	0.162	0.115	0.125	0.117	0.186
Total	98.981	99.314	99.290	99.127	99.506	99.736	99.207	99.168	99.666	99.736	99.837	99.778
Número de iões na base de 4 oxigénios												
Si	1.003	1.016	1.020	1.003	1.001	1.020	1.011	1.004	1.020	1.015	1.014	1.010
Al^{IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	1.003	1.016	1.020	1.003	1.001	1.020	1.011	1.004	1.020	1.015	1.014	1.010
Al^{VI}	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Ti	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe²⁺	0.292	0.297	0.372	0.374	0.370	0.366	0.372	0.370	0.379	0.377	0.378	0.320
Mn	0.004	0.003	0.005	0.005	0.005	0.005	0.006	0.005	0.005	0.005	0.005	0.004
Mg	1.682	1.652	1.571	1.601	1.608	1.575	1.587	1.601	1.563	1.576	1.577	1.643
Ca	0.009	0.008	0.010	0.010	0.011	0.010	0.010	0.011	0.010	0.010	0.010	0.008
Ni	0.004	0.004	0.003	0.003	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002	0.004
Total	1.992	1.966	1.961	1.994	1.997	1.960	1.978	1.992	1.960	1.970	1.972	1.979
%Fo	85.216	84.766	80.850	81.066	81.277	81.141	81.019	81.212	80.475	80.703	80.671	83.696
%Fa	14.784	15.234	19.150	18.934	18.723	18.859	18.981	18.788	19.525	19.297	19.329	16.304
Mg#	85.2	84.8	80.9	81.1	81.3	81.1	81.0	81.2	80.5	80.7	80.7	83.7

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-7	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25
Referência	b3_ol2	b3_ol1	b3_ol1	b3_ol1	b3_ol1	b3_ol1	b1_ol1	b1_ol1	b1_ol1	b1_ol2	b1_ol2	b1_ol2
Sector	núcleo	*1	*2	*3	*4	*5	bordo	núcleo	bordo	*1	*2	*3
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	MF	MF	MF
SiO ₂	40.196	39.404	39.271	39.257	38.946	39.320	40.714	40.783	40.432	40.617	40.520	40.827
TiO ₂	0.010	0.027	0.014	0.012	0.014	0.026	0.019	n.d.	0.019	0.039	n.d.	0.043
Al ₂ O ₃	0.027	0.015	0.010	0.006	0.026	0.001	0.035	0.039	n.d.	0.005	0.020	0.034
FeO	15.138	17.148	17.513	17.531	17.399	17.352	12.643	11.322	12.697	12.269	10.809	11.361
MnO	0.207	0.227	0.244	0.141	0.239	0.251	0.198	0.194	0.162	0.135	0.151	0.121
MgO	43.704	42.213	42.256	42.096	42.078	42.019	44.977	46.241	44.823	45.703	46.068	46.322
CaO	0.317	0.377	0.349	0.393	0.391	0.376	0.344	0.243	0.346	0.267	0.228	0.242
NiO	0.163	0.094	0.088	0.085	0.094	0.106	0.138	0.252	0.136	0.206	0.240	0.280
Total	99.762	99.505	99.745	99.521	99.187	99.451	99.068	99.074	98.615	99.241	98.036	99.230
Número de iões na base de 4 oxigénios												
Si	1.012	1.005	1.001	1.003	0.999	1.005	1.019	1.015	1.017	1.014	1.017	1.015
Al ^{IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	1.012	1.005	1.001	1.003	1.000	1.005	1.019	1.015	1.017	1.014	1.017	1.015
Al ^{VI}	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001
Ti	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Fe ²⁺	0.319	0.366	0.373	0.375	0.373	0.371	0.265	0.236	0.267	0.256	0.227	0.236
Mn	0.004	0.005	0.005	0.003	0.005	0.005	0.004	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003
Mg	1.640	1.605	1.606	1.603	1.609	1.601	1.679	1.716	1.682	1.701	1.724	1.717
Ca	0.009	0.010	0.010	0.011	0.011	0.010	0.009	0.006	0.009	0.007	0.006	0.006
Ni	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.005	0.003	0.004	0.005	0.006
Total	1.976	1.989	1.997	1.994	2.000	1.990	1.961	1.969	1.965	1.972	1.966	1.969
%Fo	83.733	81.443	81.138	81.065	81.174	81.194	86.381	87.925	86.290	86.913	88.370	87.907
%Fa	16.267	18.557	18.862	18.935	18.826	18.806	13.619	12.075	13.710	13.087	11.630	12.093
Mg#	83.7	81.4	81.1	81.1	81.2	81.2	86.4	87.9	86.3	86.9	88.4	87.9

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25
Referência	b1_ol2	b1_ol2	b1_ol2	b1_ol2	b1_ol3	b1_ol3	b1_ol3	b1_ol3	b1_ol3	b1_ol3	b1_ol3	b1_ol3
Sector	*4	*5	*6	*7	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*7	*8
Tipo	MF	MF	MF	MF	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO₂	41.179	40.952	41.111	40.788	40.080	40.325	40.081	40.233	40.314	40.061	39.904	39.689
TiO₂	0.001	0.026	n.d.	0.017	0.041	n.d.	0.023	0.023	0.029	0.020	n.d.	0.041
Al₂O₃	0.035	0.042	0.047	0.010	0.039	0.030	0.026	0.014	0.002	0.013	0.024	0.005
FeO	10.186	10.532	10.785	12.235	14.209	15.106	15.109	15.119	15.108	15.135	15.007	14.879
MnO	0.132	0.115	0.118	0.129	0.207	0.200	0.207	0.189	0.188	0.230	0.173	0.172
MgO	46.317	46.939	46.308	44.484	43.903	42.817	43.635	43.125	43.216	43.111	43.062	43.199
CaO	0.220	0.222	0.256	0.301	0.300	0.256	0.281	0.262	0.238	0.251	0.236	0.269
NiO	0.268	0.278	0.218	0.220	0.123	0.145	0.142	0.140	0.093	0.142	0.099	0.125
Total	98.338	99.106	98.843	98.184	98.902	98.879	99.504	99.105	99.188	98.963	98.505	98.379
Número de iões na base de 4 oxigénios												
Si	1.026	1.015	1.022	1.028	1.013	1.023	1.011	1.018	1.019	1.016	1.016	1.012
Al^{IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	1.026	1.015	1.022	1.028	1.013	1.023	1.011	1.018	1.019	1.016	1.016	1.012
Al^{VI}	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Fe²⁺	0.212	0.218	0.224	0.258	0.300	0.320	0.319	0.320	0.319	0.321	0.320	0.317
Mn	0.003	0.002	0.002	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.004	0.004
Mg	1.720	1.735	1.716	1.671	1.655	1.619	1.641	1.628	1.629	1.630	1.635	1.643
Ca	0.006	0.006	0.007	0.008	0.008	0.007	0.008	0.007	0.006	0.007	0.006	0.007
Ni	0.005	0.006	0.004	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002	0.003
Total	1.948	1.969	1.955	1.944	1.972	1.954	1.976	1.962	1.961	1.967	1.967	1.975
%Fo	89.019	88.822	88.446	86.635	84.636	83.481	83.737	83.567	83.606	83.548	83.649	83.809
%Fa	10.981	11.178	11.554	13.365	15.364	16.519	16.263	16.433	16.394	16.452	16.351	16.191
Mg#	89.0	88.8	88.4	86.6	84.6	83.5	83.7	83.6	83.6	83.5	83.6	83.8

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25
Referência	b1_ol3	b1_ol3	b1_ol4	b1_ol4	b1_ol4	b1_ol5	b1_ol5	b1_ol5	b1_ol5	b1_ol6	b1_ol6	b1_ol6
Sector	*9	*10	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo
Tipo	F	F	F	F	F	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO₂	40.371	40.323	39.735	39.464	39.597	40.766	40.206	40.508	39.684	40.316	40.621	40.506
TiO₂	0.016	0.049	0.047	0.045	0.031	0.019	0.087	0.021	0.033	0.057	0.020	0.012
Al₂O₃	0.004	0.016	n.d.	0.010	0.028	0.009	0.025	0.009	0.010	0.023	0.017	0.016
FeO	14.954	13.894	14.603	15.396	15.280	13.308	13.402	13.394	13.415	12.977	12.216	12.640
MnO	0.156	0.166	0.157	0.190	0.199	0.182	0.167	0.188	0.179	0.198	0.202	0.146
MgO	43.191	43.521	43.472	42.822	42.438	44.111	44.628	43.958	44.458	44.638	45.367	45.035
CaO	0.249	0.329	0.340	0.262	0.256	0.353	0.352	0.352	0.346	0.339	0.283	0.315
NiO	0.180	0.134	0.146	0.122	0.145	0.152	0.110	0.142	0.162	0.161	0.138	0.155
Total	99.121	98.432	98.500	98.311	97.974	98.900	98.977	98.572	98.287	98.709	98.864	98.825
Número de íões na base de 4 oxigénios												
Si	1.021	1.022	1.011	1.010	1.016	1.025	1.012	1.023	1.007	1.015	1.017	1.017
Al^{IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	1.021	1.022	1.011	1.010	1.016	1.025	1.012	1.023	1.007	1.015	1.017	1.017
Al^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Ti	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Fe²⁺	0.316	0.294	0.311	0.330	0.328	0.280	0.282	0.283	0.285	0.273	0.256	0.265
Mn	0.003	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.003
Mg	1.628	1.644	1.649	1.634	1.623	1.653	1.674	1.654	1.682	1.676	1.694	1.685
Ca	0.007	0.009	0.009	0.007	0.007	0.010	0.009	0.010	0.009	0.009	0.008	0.008
Ni	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003
Total	1.958	1.955	1.977	1.979	1.967	1.950	1.974	1.954	1.985	1.968	1.965	1.966
%Fo	83.738	84.813	84.146	83.218	83.198	85.527	85.584	85.404	85.525	85.980	86.879	86.399
%Fa	16.262	15.187	15.854	16.782	16.802	14.473	14.416	14.596	14.475	14.020	13.121	13.601
Mg#	83.7	84.8	84.1	83.2	83.2	85.5	85.6	85.4	85.5	86.0	86.9	86.4

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25
Referência	b1_ol7	b1_ol7	b1_ol7	b1_ol8	b1_ol8	b1_ol8	b1_ol8	b1_ol9	b1_ol9	b1_ol9	b1_ol10	b1_ol10
Sector	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO₂	40.549	40.597	40.655	40.351	40.464	40.579	39.957	39.980	40.520	40.647	39.981	40.471
TiO₂	0.033	0.037	0.015	0.025	0.039	n.d.	0.043	0.021	0.029	0.024	0.006	0.022
Al₂O₃	0.029	n.d.	0.019	0.012	0.027	0.014	0.047	0.024	0.013	n.d.	n.d.	0.007
FeO	12.721	12.174	13.032	12.613	11.255	12.190	12.621	13.218	13.256	13.115	13.743	12.558
MnO	0.122	0.148	0.199	0.148	0.108	0.127	0.178	0.201	0.231	0.206	0.255	0.164
MgO	44.882	45.269	44.082	44.572	45.744	45.041	44.859	44.443	44.181	43.995	44.356	44.838
CaO	0.294	0.287	0.378	0.418	0.277	0.329	0.359	0.384	0.357	0.382	0.418	0.268
NiO	0.192	0.177	0.177	0.159	0.184	0.178	0.113	0.141	0.129	0.140	0.129	0.183
Total	98.822	98.689	98.557	98.298	98.098	98.458	98.177	98.412	98.716	98.509	98.888	98.511
Número de iões na base de 4 oxigénios												
Si	1.018	1.018	1.025	1.019	1.017	1.020	1.011	1.012	1.021	1.025	1.010	1.019
Al^{IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	1.018	1.018	1.025	1.019	1.017	1.020	1.011	1.012	1.021	1.025	1.010	1.019
Al^{VI}	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe²⁺	0.267	0.255	0.275	0.266	0.236	0.256	0.267	0.280	0.279	0.277	0.290	0.264
Mn	0.003	0.003	0.004	0.003	0.002	0.003	0.004	0.004	0.005	0.004	0.005	0.003
Mg	1.680	1.693	1.656	1.677	1.714	1.688	1.692	1.677	1.660	1.654	1.670	1.683
Ca	0.008	0.008	0.010	0.011	0.007	0.009	0.010	0.010	0.010	0.010	0.011	0.007
Ni	0.004	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004
Total	1.963	1.963	1.950	1.962	1.965	1.960	1.977	1.975	1.957	1.949	1.980	1.962
%Fo	86.283	86.893	85.777	86.302	87.873	86.821	86.370	85.703	85.595	85.675	85.195	86.424
%Fa	13.717	13.107	14.223	13.698	12.127	13.179	13.630	14.297	14.405	14.325	14.805	13.576
Mg#	86.3	86.9	85.8	86.3	87.9	86.8	86.4	85.7	85.6	85.7	85.2	86.4

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25
Referência	b1_ol10	b1_ol11	b1_ol11	b1_ol11	b1_ol12	b1_ol12	b1_ol12	b2_ol1	b2_ol1	b2_ol1	b2_ol2	b2_ol2
Sector	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO₂	39.985	40.257	40.459	39.902	40.364	40.264	40.211	40.307	40.552	40.708	40.315	39.977
TiO₂	0.038	0.025	0.014	0.021	0.020	0.039	n.d.	0.017	0.023	0.043	0.031	0.034
Al₂O₃	n.d.	0.039	0.018	n.d.	0.016	0.019	0.030	0.027	0.071	0.016	0.015	0.006
FeO	13.369	13.545	13.539	13.388	12.845	12.821	12.778	12.395	11.660	12.091	12.499	13.881
MnO	0.201	0.183	0.187	0.198	0.193	0.147	0.158	0.183	0.131	0.133	0.173	0.213
MgO	44.418	43.736	44.648	44.509	44.807	44.301	44.780	45.545	45.797	45.099	44.672	43.447
CaO	0.323	0.402	0.373	0.451	0.308	0.300	0.333	0.292	0.250	0.305	0.411	0.330
NiO	0.164	0.142	0.155	0.138	0.146	0.191	0.145	0.179	0.181	0.194	0.149	0.135
Total	98.498	98.329	99.393	98.607	98.699	98.082	98.435	98.945	98.665	98.589	98.265	98.023
Número de íões na base de 4 oxigénios												
Si	1.012	1.020	1.014	1.009	1.016	1.019	1.015	1.010	1.015	1.021	1.018	1.018
Al^{IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	1.012	1.020	1.014	1.009	1.016	1.019	1.015	1.010	1.015	1.021	1.018	1.018
Al^{VI}	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000
Ti	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001
Fe²⁺	0.283	0.287	0.284	0.283	0.270	0.271	0.270	0.260	0.244	0.254	0.264	0.296
Mn	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.003	0.003	0.004	0.003	0.003	0.004	0.005
Mg	1.676	1.652	1.669	1.678	1.681	1.672	1.684	1.702	1.709	1.687	1.681	1.650
Ca	0.009	0.011	0.010	0.012	0.008	0.008	0.009	0.008	0.007	0.008	0.011	0.009
Ni	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004	0.003	0.003
Total	1.976	1.959	1.971	1.981	1.968	1.960	1.970	1.978	1.969	1.957	1.964	1.963
%Fo	85.557	85.200	85.464	85.564	86.148	86.034	86.203	86.757	87.504	86.928	86.435	84.803
%Fa	14.443	14.800	14.536	14.436	13.852	13.966	13.797	13.243	12.496	13.072	13.565	15.197
Mg#	85.6	85.2	85.5	85.6	86.1	86.0	86.2	86.8	87.5	86.9	86.4	84.8

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82
Referência	b2_ol2	b2_ol3	b2_ol3	b2_ol3	b2_ol4	b2_ol4	b2_ol4	b1_ol2	b1_ol2	b1_ol2	b1_ol7	b1_ol7
Sector	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	F	F	F	F	F
SiO₂	40.383	40.519	40.410	39.926	40.832	40.728	39.929	40.939	41.219	40.865	40.349	41.018
TiO₂	0.033	0.003	0.013	0.034	0.026	0.001	n.d.	0.005	0.004	0.013	0.049	n.d.
Al₂O₃	0.009	0.038	0.025	0.011	0.016	0.018	0.020	0.033	0.050	0.006	0.031	0.110
FeO	12.672	12.869	13.051	12.959	12.521	11.581	12.490	13.279	10.069	13.112	10.670	9.994
MnO	0.199	0.177	0.179	0.213	0.180	0.162	0.193	0.191	0.101	0.184	0.149	0.126
MgO	44.847	44.234	44.212	44.194	44.731	45.659	44.564	45.875	48.558	45.984	48.190	48.911
CaO	0.402	0.309	0.310	0.426	0.325	0.274	0.359	0.334	0.187	0.355	0.215	0.174
NiO	0.175	0.179	0.150	0.123	0.136	0.210	0.129	0.160	0.357	0.141	0.246	0.343
Total	98.720	98.328	98.350	97.886	98.767	98.633	97.684	100.816	100.545	100.660	99.899	100.676
Número de iões na base de 4 oxigénios												
Si	1.016	1.023	1.021	1.015	1.024	1.019	1.015	1.010	1.006	1.009	0.995	1.000
Al^{IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003
Total	1.016	1.023	1.021	1.015	1.024	1.019	1.015	1.010	1.006	1.009	0.996	1.003
Al^{VI}	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.006
Ti	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe²⁺	0.267	0.272	0.276	0.275	0.263	0.242	0.265	0.274	0.205	0.271	0.220	0.204
Mn	0.004	0.004	0.004	0.005	0.004	0.003	0.004	0.004	0.002	0.004	0.003	0.003
Mg	1.682	1.665	1.665	1.675	1.672	1.703	1.688	1.688	1.767	1.693	1.772	1.778
Ca	0.011	0.008	0.008	0.012	0.009	0.007	0.010	0.009	0.005	0.009	0.006	0.005
Ni	0.004	0.004	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.003	0.007	0.003	0.005	0.007
Total	1.968	1.953	1.957	1.970	1.951	1.961	1.971	1.979	1.987	1.981	2.007	2.002
%Fo	86.320	85.971	85.795	85.876	86.430	87.545	86.415	86.032	89.581	86.212	88.953	89.718
%Fa	13.680	14.029	14.205	14.124	13.570	12.455	13.585	13.968	10.419	13.788	11.047	10.282
Mg#	86.3	86.0	85.8	85.9	86.4	87.5	86.4	86.0	89.6	86.2	89.0	89.7

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82
Referência	b1_ol7	b1_ol10	b1_ol10	b1_ol10	b1_ol3	b1_ol3	b1_ol3	b1_ol1	b1_ol1	b1_ol1	b1_ol9	b1_ol9
Sector	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO₂	40.487	40.809	40.191	41.063	40.676	40.713	40.193	40.773	41.588	41.099	41.065	40.647
TiO₂	0.020	0.015	0.005	0.047	0.052	n.d.	0.008	0.016	0.007	0.001	0.012	0.014
Al₂O₃	0.018	0.029	n.d.	0.022	0.023	0.014	0.036	0.040	0.022	0.056	0.022	0.020
FeO	10.800	11.776	15.847	12.578	13.627	12.572	13.609	13.221	11.121	11.191	11.506	12.231
MnO	0.107	0.137	0.148	0.167	0.147	0.220	0.215	0.208	0.165	0.128	0.191	0.156
MgO	47.989	46.818	43.703	46.480	45.387	46.524	45.785	46.146	47.683	47.532	47.216	46.680
CaO	0.194	0.279	0.154	0.314	0.341	0.306	0.389	0.325	0.211	0.311	0.265	0.303
NiO	0.283	0.210	0.127	0.144	0.112	0.179	0.160	0.126	0.287	0.239	0.228	0.158
Total	99.898	100.073	100.175	100.815	100.365	100.528	100.395	100.855	101.084	100.557	100.505	100.209
Número de íões na base de 4 oxigénios												
Si	0.999	1.008	1.010	1.010	1.010	1.005	1.000	1.006	1.013	1.008	1.009	1.005
Al^{IV}	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	-0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	0.999	1.008	1.010	1.010	1.010	1.005	0.999	1.006	1.013	1.008	1.009	1.005
Al^{VI}	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe²⁺	0.223	0.243	0.333	0.259	0.283	0.260	0.283	0.273	0.227	0.229	0.236	0.253
Mn	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.005	0.005	0.004	0.003	0.003	0.004	0.003
Mg	1.765	1.724	1.637	1.704	1.680	1.713	1.698	1.697	1.732	1.737	1.729	1.721
Ca	0.005	0.007	0.004	0.008	0.009	0.008	0.010	0.009	0.006	0.008	0.007	0.008
Ni	0.006	0.004	0.003	0.003	0.002	0.004	0.003	0.003	0.006	0.005	0.005	0.003
Total	2.001	1.983	1.980	1.979	1.979	1.989	2.001	1.987	1.973	1.984	1.982	1.989
%Fo	88.792	87.636	83.099	86.822	85.587	86.838	85.711	86.155	88.432	88.335	87.975	87.187
%Fa	11.208	12.364	16.901	13.178	14.413	13.162	14.289	13.845	11.568	11.665	12.025	12.813
Mg#	88.8	87.6	83.1	86.8	85.6	86.8	85.7	86.2	88.4	88.3	88.0	87.2

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82
Referência	b1_ol1	b1_ol2	b1_ol3	b2_ol1	b2_ol1	b2_ol1	b2_ol4	b2_ol4	b2_ol4	b2_ol5	b2_ol5	b2_ol5
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo
Tipo	MF	MF	MF	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	40.183	40.371	39.979	40.122	40.859	40.209	40.583	39.665	39.760	40.450	40.083	39.891
TiO ₂	0.029	0.012	0.084	0.015	0.020	0.051	0.036	0.003	0.032	0.039	n.d.	0.034
Al ₂ O ₃	0.011	0.004	n.d.	0.009	0.043	0.006	0.031	0.035	0.028	0.012	0.002	0.022
FeO	13.849	13.529	13.751	12.668	9.407	13.027	11.305	12.074	11.871	11.144	11.827	12.425
MnO	0.250	0.166	0.202	0.142	0.101	0.167	0.129	0.170	0.188	0.183	0.185	0.189
MgO	45.129	45.736	45.476	46.698	48.996	46.280	47.398	47.135	46.805	47.854	47.335	46.757
CaO	0.373	0.337	0.406	0.290	0.186	0.329	0.256	0.220	0.387	0.276	0.347	0.483
NiO	0.131	0.139	0.134	0.189	0.357	0.152	0.219	0.212	0.132	0.231	0.237	0.135
Total	99.955	100.294	100.032	100.133	99.969	100.221	99.957	99.514	99.203	100.189	100.016	99.936
Número de iões na base de 4 oxigénios												
Si	1.005	1.004	0.999	0.996	1.001	0.999	1.002	0.990	0.994	0.997	0.994	0.993
Al ^{IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001
Total	1.005	1.004	0.999	0.997	1.001	0.999	1.002	0.991	0.995	0.997	0.994	0.993
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001
Fe ²⁺	0.289	0.281	0.287	0.263	0.193	0.271	0.233	0.252	0.248	0.230	0.245	0.259
Mn	0.005	0.003	0.004	0.003	0.002	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004
Mg	1.682	1.695	1.694	1.729	1.789	1.714	1.745	1.753	1.744	1.759	1.749	1.734
Ca	0.010	0.009	0.011	0.008	0.005	0.009	0.007	0.006	0.010	0.007	0.009	0.013
Ni	0.003	0.003	0.003	0.004	0.007	0.003	0.004	0.004	0.003	0.005	0.005	0.003
Total	1.990	1.992	2.001	2.007	1.997	2.001	1.994	2.019	2.010	2.005	2.012	2.013
%Fo	85.315	85.770	85.499	86.794	90.278	86.365	88.201	87.437	87.546	88.447	87.708	87.029
%Fa	14.685	14.230	14.501	13.206	9.722	13.635	11.799	12.563	12.454	11.553	12.292	12.971
Mg#	85.3	85.8	85.5	86.8	90.3	86.4	88.2	87.4	87.5	88.4	87.7	87.0

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82
Referência	b2_ol9	b2_ol9	b2_ol9	b2_ol11	b2_ol3	b2_ol3	b2_ol3	b2_ol3	b2_ol3	b2_ol3	b2_ol3	b2_ol3
Sector	bordo	núcleo	bordo	núcleo	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*7	*8
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO₂	40.138	40.074	39.661	39.778	39.568	39.953	40.801	41.052	40.746	40.638	41.205	40.597
TiO₂	0.021	0.010	0.044	0.042	0.006	n.d.	0.015	n.d.	0.004	0.006	n.d.	n.d.
Al₂O₃	n.d.	0.124	0.048	0.018	0.032	0.028	0.037	0.037	0.032	0.035	0.025	0.035
FeO	12.549	10.468	12.165	12.178	13.213	12.849	10.170	9.568	9.588	9.725	10.753	9.753
MnO	0.192	0.114	0.198	0.210	0.204	0.210	0.130	0.100	0.065	0.142	0.070	0.146
MgO	46.648	48.299	46.936	46.893	46.002	46.120	48.327	48.836	48.971	48.996	48.029	48.802
CaO	0.348	0.234	0.342	0.368	0.375	0.321	0.189	0.169	0.178	0.166	0.220	0.208
NiO	0.145	0.320	0.190	0.200	0.171	0.145	0.357	0.318	0.327	0.335	0.299	0.328
Total	100.041	99.643	99.584	99.687	99.571	99.626	100.026	100.080	99.911	100.043	100.601	99.869
Número de íões na base de 4 oxigénios												
Si	0.997	0.991	0.990	0.992	0.992	0.998	1.002	1.004	0.999	0.997	1.008	0.998
Al^{IV}	0.000	0.004	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Total	0.997	0.995	0.991	0.992	0.993	0.999	1.002	1.004	0.999	0.998	1.008	0.999
Al^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
Ti	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe²⁺	0.261	0.216	0.254	0.254	0.277	0.268	0.209	0.196	0.197	0.199	0.220	0.200
Mn	0.004	0.002	0.004	0.004	0.004	0.004	0.003	0.002	0.001	0.003	0.001	0.003
Mg	1.728	1.781	1.746	1.743	1.719	1.718	1.770	1.781	1.791	1.791	1.751	1.788
Ca	0.009	0.006	0.009	0.010	0.010	0.009	0.005	0.004	0.005	0.004	0.006	0.005
Ni	0.003	0.006	0.004	0.004	0.003	0.003	0.007	0.006	0.006	0.007	0.006	0.006
Total	2.005	2.012	2.018	2.015	2.014	2.002	1.995	1.991	2.001	2.005	1.985	2.003
%Fo	86.889	89.161	87.308	87.286	86.125	86.485	89.443	90.099	90.105	89.982	88.843	89.921
%Fa	13.111	10.839	12.692	12.714	13.875	13.515	10.557	9.901	9.895	10.018	11.157	10.079
Mg#	86.9	89.2	87.3	87.3	86.1	86.5	89.4	90.1	90.1	90.0	88.8	89.9

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82
Referência	b2_ol3	b2_ol3	b2_ol3	b2_ol3	b2_ol3	b2_ol3	b3_ol1	b3_ol1	b3_ol1	b3_ol2	b3_ol2	b3_ol2
Sector	*9	*10	*11	*12	*13	*14	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO₂	41.051	40.982	40.844	40.984	40.714	39.892	41.251	40.714	40.894	40.655	41.241	41.010
TiO₂	n.d.	0.011	0.028	n.d.	0.017	0.021	0.034	0.041	0.042	0.038	n.d.	0.023
Al₂O₃	0.033	0.030	0.017	0.038	0.049	0.020	0.022	0.032	0.029	0.030	0.033	0.034
FeO	9.631	9.532	9.620	9.746	10.335	13.223	11.007	10.766	10.980	11.481	11.186	11.221
MnO	0.129	0.123	0.126	0.132	0.161	0.154	0.153	0.122	0.121	0.146	0.161	0.152
MgO	48.978	48.889	48.943	48.911	48.456	45.678	47.270	48.166	48.102	47.152	47.436	47.570
CaO	0.193	0.201	0.186	0.174	0.163	0.344	0.310	0.236	0.273	0.298	0.273	0.277
NiO	0.368	0.313	0.373	0.313	0.307	0.148	0.185	0.232	0.224	0.202	0.232	0.223
Total	100.383	100.081	100.137	100.298	100.202	99.480	100.232	100.309	100.665	100.002	100.562	100.510
Número de iões na base de 4 oxigénios												
Si	1.002	1.003	1.000	1.002	0.999	1.000	1.013	1.000	1.001	1.004	1.011	1.006
Al^{IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	-0.001	0.000	0.000	-0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	1.002	1.003	1.000	1.002	0.999	0.999	1.013	0.999	1.001	1.004	1.011	1.006
Al^{VI}	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000
Fe²⁺	0.197	0.195	0.197	0.199	0.212	0.277	0.226	0.221	0.225	0.237	0.229	0.230
Mn	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003
Mg	1.783	1.784	1.786	1.782	1.773	1.706	1.731	1.763	1.756	1.737	1.733	1.740
Ca	0.005	0.005	0.005	0.005	0.004	0.009	0.008	0.006	0.007	0.008	0.007	0.007
Ni	0.007	0.006	0.007	0.006	0.006	0.003	0.004	0.005	0.004	0.004	0.005	0.004
Total	1.995	1.994	1.999	1.996	2.001	2.000	1.973	2.000	1.996	1.990	1.978	1.987
%Fo	90.066	90.142	90.070	89.947	89.315	86.031	88.448	88.860	88.650	87.984	88.319	88.315
%Fa	9.934	9.858	9.930	10.053	10.685	13.969	11.552	11.140	11.350	12.016	11.681	11.685
Mg#	90.1	90.1	90.1	89.9	89.3	86.0	88.4	88.9	88.6	88.0	88.3	88.3

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82
Referência	b3_ol3	b3_ol3	b3_ol3	b3_ol4	b3_ol4	b3_ol4	b3_ol5	b3_ol5	b3_ol5	b3_ol6	b3_ol6	b3_ol6
Sector	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO₂	40.433	40.560	40.709	41.423	41.734	41.200	40.903	40.668	40.747	41.116	41.050	40.410
TiO₂	0.009	0.050	0.041	0.025	n.d.	0.046	0.038	n.d.	0.039	0.046	0.002	n.d.
Al₂O₃	0.010	0.015	0.041	0.015	0.025	0.024	0.027	0.023	0.031	0.017	0.013	0.017
FeO	14.162	16.177	13.752	11.539	9.687	12.194	13.500	13.553	12.803	11.832	11.344	11.186
MnO	0.235	0.218	0.219	0.149	0.159	0.259	0.216	0.198	0.184	0.135	0.161	0.168
MgO	44.820	43.880	45.406	47.304	48.516	46.818	45.877	45.557	46.193	46.472	46.870	47.198
CaO	0.277	0.225	0.326	0.341	0.197	0.395	0.415	0.391	0.427	0.380	0.357	0.345
NiO	0.137	0.066	0.174	0.175	0.358	0.184	0.106	0.158	0.190	0.171	0.192	0.212
Total	100.083	101.191	100.668	100.971	100.676	101.120	101.082	100.548	100.614	100.169	99.989	99.536
Número de íões na base de 4 oxigénios												
Si	1.010	1.010	1.009	1.012	1.014	1.009	1.008	1.008	1.006	1.014	1.013	1.002
Al^{IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	1.010	1.010	1.009	1.012	1.014	1.009	1.008	1.008	1.006	1.014	1.013	1.002
Al^{VI}	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Ti	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Fe²⁺	0.296	0.337	0.285	0.236	0.197	0.250	0.278	0.281	0.264	0.244	0.234	0.232
Mn	0.005	0.005	0.005	0.003	0.003	0.005	0.005	0.004	0.004	0.003	0.003	0.004
Mg	1.669	1.629	1.677	1.723	1.758	1.710	1.686	1.684	1.701	1.709	1.724	1.745
Ca	0.007	0.006	0.009	0.009	0.005	0.010	0.011	0.010	0.011	0.010	0.009	0.009
Ni	0.003	0.001	0.003	0.003	0.007	0.004	0.002	0.003	0.004	0.003	0.004	0.004
Total	1.980	1.979	1.981	1.975	1.971	1.980	1.983	1.983	1.986	1.971	1.975	1.995
%Fo	84.945	82.865	85.479	87.965	89.929	87.253	85.833	85.700	86.546	87.504	88.047	88.267
%Fa	15.055	17.135	14.521	12.035	10.071	12.747	14.167	14.300	13.454	12.496	11.953	11.733
Mg#	84.9	82.9	85.5	88.0	89.9	87.3	85.8	85.7	86.5	87.5	88.0	88.3

ROCHAS MÁFICAS												
Amostra	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99
Referência	b1_ol1	b1_ol1	b1_ol1	b1_ol2	b1_ol2	b1_ol3	b1_ol4	b1_ol4	b1_ol5	b1_ol5	b1_ol5	b1_ol6
Sector	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO₂	40.524	40.288	40.747	41.403	40.534	41.136	40.472	41.026	40.430	40.826	40.707	41.011
TiO₂	0.001	0.016	0.018	n.d.	0.021	0.001	0.015	0.051	0.011	0.001	n.d.	0.027
Al₂O₃	0.012	0.030	0.030	0.038	0.041	0.020	0.020	0.021	0.034	0.032	0.023	0.018
FeO	14.241	14.655	13.798	10.062	10.942	11.157	10.367	10.472	14.180	12.100	11.930	12.412
MnO	0.260	0.159	0.173	0.139	0.154	0.138	0.130	0.136	0.310	0.216	0.143	0.196
MgO	44.442	44.250	44.965	47.529	47.012	46.576	47.334	47.667	44.453	46.084	46.219	45.999
CaO	0.194	0.188	0.213	0.214	0.209	0.258	0.194	0.185	0.286	0.209	0.246	0.225
NiO	0.175	0.127	0.168	0.330	0.305	0.245	0.293	0.299	0.124	0.264	0.276	0.244
Total	99.849	99.713	100.112	99.715	99.218	99.531	98.825	99.857	99.828	99.732	99.544	100.132
Número de iões na base de 4 oxigénios												
Si	1.014	1.012	1.015	1.018	1.007	1.018	1.007	1.010	1.012	1.013	1.012	1.015
Al^{IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	1.014	1.012	1.015	1.018	1.007	1.018	1.007	1.010	1.012	1.013	1.012	1.015
Al^{VI}	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Fe²⁺	0.298	0.308	0.287	0.207	0.227	0.231	0.216	0.215	0.297	0.251	0.248	0.257
Mn	0.006	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.007	0.005	0.003	0.004
Mg	1.658	1.656	1.669	1.741	1.741	1.718	1.755	1.749	1.660	1.705	1.713	1.697
Ca	0.005	0.005	0.006	0.006	0.006	0.007	0.005	0.005	0.008	0.006	0.007	0.006
Ni	0.004	0.003	0.003	0.007	0.006	0.005	0.006	0.006	0.002	0.005	0.006	0.005
Total	1.971	1.976	1.970	1.964	1.985	1.964	1.986	1.979	1.974	1.973	1.976	1.970
%Fo	84.765	84.334	85.316	89.386	88.453	88.156	89.059	89.030	84.824	87.163	87.353	86.855
%Fa	15.235	15.666	14.684	10.614	11.547	11.844	10.941	10.970	15.176	12.837	12.647	13.145
Mg#	84.8	84.3	85.3	89.4	88.5	88.2	89.1	89.0	84.8	87.2	87.4	86.9

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99
Referência	b1_ol6	b1_ol6	b2_ol1	b2_ol1	b2_ol1	b2_ol2	b2_ol2	b2_ol2	b2_ol3	b2_ol3	b2_ol3	b2_ol4
Sector	núcleo	bordo	*1	*2	*4	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	41.072	40.145	40.245	41.611	41.470	40.420	41.635	41.133	40.690	40.619	40.821	40.897
TiO ₂	0.051	0.046	0.024	n.d.	n.d.	0.025	0.025	0.040	0.016	0.017	0.027	0.004
Al ₂ O ₃	0.170	0.308	0.381	0.039	0.031	0.006	0.023	0.012	0.014	0.032	0.015	0.030
FeO	11.655	14.607	12.596	9.794	10.164	13.917	10.104	13.762	13.121	12.031	14.127	11.754
MnO	0.158	0.386	0.222	0.108	0.175	0.179	0.132	0.204	0.207	0.183	0.280	0.126
MgO	46.045	43.051	45.423	47.762	47.675	45.363	48.166	45.021	45.237	46.299	44.631	46.484
CaO	0.298	0.479	0.282	0.192	0.241	0.259	0.195	0.283	0.292	0.280	0.295	0.279
NiO	0.203	0.184	0.194	0.308	0.376	0.130	0.348	0.141	0.194	0.130	0.167	0.202
Total	99.652	99.206	99.367	99.814	100.132	100.299	100.628	100.596	99.771	99.591	100.363	99.776
Número de íões na base de 4 oxigénios												
Si	1.017	1.014	1.006	1.020	1.016	1.006	1.014	1.018	1.014	1.009	1.016	1.013
Al ^{IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	1.017	1.014	1.006	1.020	1.016	1.006	1.014	1.018	1.014	1.009	1.016	1.013
Al ^{VI}	0.005	0.009	0.011	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Ti	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Fe ²⁺	0.241	0.309	0.263	0.201	0.208	0.290	0.206	0.285	0.273	0.250	0.294	0.243
Mn	0.003	0.008	0.005	0.002	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004	0.006	0.003
Mg	1.700	1.622	1.692	1.745	1.741	1.683	1.749	1.662	1.681	1.715	1.656	1.716
Ca	0.008	0.013	0.008	0.005	0.006	0.007	0.005	0.008	0.008	0.007	0.008	0.007
Ni	0.004	0.004	0.004	0.006	0.007	0.003	0.007	0.003	0.004	0.003	0.003	0.004
Total	1.962	1.966	1.983	1.960	1.968	1.987	1.971	1.962	1.971	1.980	1.968	1.974
%Fo	87.568	84.012	86.540	89.685	89.319	85.319	89.473	85.364	86.008	87.279	84.923	87.579
%Fa	12.432	15.988	13.460	10.315	10.681	14.681	10.527	14.636	13.992	12.721	15.077	12.421
Mg#	87.6	84.0	86.5	89.7	89.3	85.3	89.5	85.4	86.0	87.3	84.9	87.6

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-200	CY-200	CY-200	CY-200	CY-200	CY-200	CY-200	CY-247
Referência	b2_ol4	b2_ol4	b2_ol5	b2_ol5	b2_ol1	b2_ol1	b2_ol1	b2_ol2	b2_ol2	b2_ol2	b2_ol3	b1_ol1
Sector	núcleo	bordo	bordo	núcleo	*3	*4	*5	*3	*4	*5	núcleo	*1
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	MF	F
SiO ₂	40.984	40.373	41.026	40.736	39.963	40.065	39.231	39.752	40.124	39.969	39.604	40.474
TiO ₂	0.009	0.020	0.051	0.010	0.038	0.023	0.028	0.019	0.017	n.d.	0.007	0.020
Al ₂ O ₃	0.059	0.042	0.020	0.033	0.009	0.016	0.031	0.039	0.064	0.036	0.044	n.d.
FeO	10.735	13.482	12.563	12.896	12.845	13.001	13.748	11.424	11.437	11.845	12.929	12.806
MnO	0.130	0.237	0.125	0.193	0.205	0.192	0.274	0.157	0.138	0.158	0.192	0.184
MgO	47.317	45.199	45.987	45.590	44.357	44.423	43.956	45.821	45.777	45.257	44.470	45.380
CaO	0.213	0.299	0.249	0.287	0.266	0.267	0.282	0.234	0.236	0.236	0.211	0.356
NiO	0.260	0.149	0.140	0.133	0.191	0.188	0.159	0.269	0.272	0.192	0.050	0.084
Total	99.707	99.801	100.161	99.878	97.874	98.175	97.709	97.715	98.065	97.693	97.507	99.304
Número de iões na base de 4 oxigénios												
Si	1.011	1.008	1.015	1.013	1.015	1.015	1.004	1.006	1.011	1.012	1.010	1.012
Al ^{IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	1.011	1.008	1.015	1.013	1.015	1.015	1.004	1.006	1.011	1.012	1.010	1.012
Al ^{VI}	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000
Ti	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.221	0.282	0.260	0.268	0.273	0.275	0.294	0.242	0.241	0.251	0.276	0.268
Mn	0.003	0.005	0.003	0.004	0.004	0.004	0.006	0.003	0.003	0.003	0.004	0.004
Mg	1.740	1.683	1.696	1.690	1.680	1.678	1.678	1.729	1.719	1.709	1.691	1.692
Ca	0.006	0.008	0.007	0.008	0.007	0.007	0.008	0.006	0.006	0.006	0.006	0.010
Ni	0.005	0.003	0.003	0.003	0.004	0.004	0.003	0.005	0.006	0.004	0.001	0.002
Total	1.977	1.982	1.969	1.974	1.969	1.969	1.990	1.987	1.977	1.975	1.979	1.975
%Fo	88.711	85.668	86.713	86.307	86.027	85.899	85.075	87.732	87.709	87.199	85.979	86.335
%Fa	11.289	14.332	13.287	13.693	13.973	14.101	14.925	12.268	12.291	12.801	14.021	13.665
Mg#	88.7	85.7	86.7	86.3	86.0	85.9	85.1	87.7	87.7	87.2	86.0	86.3

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247
Referência	b1_ol1	b1_ol1	b1_ol1	b1_ol1	b1_ol1	b1_ol1	b1_ol1	b1_ol1	b1_ol1	b1_ol2	b1_ol2	b1_ol2
Sector	*2	*3	*4	*5	*6	*7	*8	*9	*10	*1	*2	*3
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	40.910	41.063	40.588	40.655	40.809	40.718	40.710	40.767	40.350	40.512	41.072	41.231
TiO ₂	0.027	0.049	0.004	n.d.	0.012	n.d.	n.d.	0.025	0.031	0.020	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	0.127	0.004	0.021	0.014	n.d.	n.d.	0.016	0.014	n.d.	0.009	n.d.	0.015
FeO	12.502	12.512	12.491	12.317	12.374	12.428	12.553	12.531	14.572	13.762	12.868	13.161
MnO	0.205	0.131	0.176	0.140	0.182	0.156	0.182	0.201	0.497	0.383	0.151	0.156
MgO	45.836	45.638	45.748	45.660	45.459	45.706	45.629	45.501	43.583	44.024	45.208	45.140
CaO	0.370	0.344	0.287	0.318	0.322	0.310	0.300	0.318	0.512	0.493	0.260	0.272
NiO	0.080	0.140	0.149	0.150	0.137	0.141	0.125	0.115	0.070	0.103	0.203	0.167
Total	100.057	99.881	99.464	99.254	99.295	99.459	99.515	99.472	99.615	99.306	99.762	100.142
Número de íões na base de 4 oxigénios												
Si	1.013	1.018	1.012	1.015	1.018	1.014	1.014	1.016	1.016	1.018	1.021	1.022
Al ^{IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	1.013	1.018	1.012	1.015	1.018	1.014	1.014	1.016	1.016	1.018	1.021	1.022
Al ^{VI}	0.004	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.259	0.259	0.260	0.257	0.258	0.259	0.262	0.261	0.307	0.289	0.268	0.273
Mn	0.004	0.003	0.004	0.003	0.004	0.003	0.004	0.004	0.011	0.008	0.003	0.003
Mg	1.692	1.687	1.700	1.699	1.690	1.698	1.695	1.690	1.635	1.650	1.676	1.668
Ca	0.010	0.009	0.008	0.009	0.009	0.008	0.008	0.008	0.014	0.013	0.007	0.007
Ni	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.001	0.002	0.004	0.003
Total	1.971	1.962	1.976	1.971	1.964	1.971	1.971	1.967	1.968	1.963	1.958	1.955
%Fo	86.731	86.672	86.719	86.858	86.755	86.767	86.632	86.620	84.208	85.082	86.233	85.945
%Fa	13.269	13.328	13.281	13.142	13.245	13.233	13.368	13.380	15.792	14.918	13.767	14.055
Mg#	86.7	86.7	86.7	86.9	86.8	86.8	86.6	86.6	84.2	85.1	86.2	85.9

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247
Referência	b1_ol3	b1_ol3	b1_ol3	b2_ol1	b2_ol1	b2_ol1	b2_ol1	b2_ol2	b2_ol2	b2_ol2	b2_ol3	b2_ol3
Sector	bordo	núcleo	bordo	*2	*3	*4	*5	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	41.018	40.821	40.280	40.090	40.365	40.291	40.288	40.557	40.571	40.406	40.562	40.613
TiO ₂	0.029	0.043	0.199	0.030	0.024	0.023	0.025	0.032	0.044	0.020	0.034	0.010
Al ₂ O ₃	0.018	0.017	0.084	0.152	0.027	0.022	0.028	0.016	0.016	n.d.	0.007	0.019
FeO	12.761	12.238	12.038	16.145	16.617	15.584	12.770	13.553	13.399	13.894	12.624	12.119
MnO	0.188	0.166	0.111	0.166	0.162	0.167	0.170	0.285	0.225	0.356	0.253	0.154
MgO	45.842	45.958	43.136	42.415	42.521	43.076	45.184	44.930	45.244	44.127	45.502	45.822
CaO	0.316	0.257	1.733	0.149	0.127	0.156	0.320	0.469	0.292	0.565	0.296	0.345
NiO	0.101	0.158	0.132	0.170	0.148	0.184	0.133	0.080	0.140	0.050	0.182	0.139
Total	100.273	99.658	97.713	99.317	99.991	99.503	98.918	99.922	99.931	99.418	99.460	99.221
Número de iões na base de 4 oxigénios												
Si	1.015	1.014	1.023	1.017	1.019	1.018	1.012	1.012	1.011	1.015	1.012	1.013
Al ^{IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	1.015	1.014	1.023	1.017	1.019	1.018	1.012	1.012	1.011	1.015	1.012	1.013
Al ^{VI}	0.001	0.000	0.003	0.005	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ti	0.001	0.001	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000
Fe ²⁺	0.264	0.254	0.256	0.343	0.351	0.329	0.268	0.283	0.279	0.292	0.263	0.253
Mn	0.004	0.003	0.002	0.004	0.003	0.004	0.004	0.006	0.005	0.008	0.005	0.003
Mg	1.691	1.702	1.634	1.604	1.600	1.622	1.691	1.671	1.681	1.653	1.693	1.704
Ca	0.008	0.007	0.047	0.004	0.003	0.004	0.009	0.013	0.008	0.015	0.008	0.009
Ni	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.002	0.003	0.001	0.004	0.003
Total	1.970	1.971	1.948	1.963	1.962	1.964	1.976	1.975	1.977	1.969	1.974	1.973
%Fo	86.495	87.005	86.466	82.406	82.021	83.131	86.317	85.529	85.755	84.990	86.534	87.082
%Fa	13.505	12.995	13.534	17.594	17.979	16.869	13.683	14.471	14.245	15.010	13.466	12.918
Mg#	86.5	87.0	86.5	82.4	82.0	83.1	86.3	85.5	85.8	85.0	86.5	87.1

IV.2.2. Piroxena

Amostra	ROCHAS MÁFICAS											
	CY-165	CY-165	CY-165	CY-165	CY-165	CY-165	CY-165	CY-165	CY-165	CY-165	CY-165	CY-165
	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px2	b1_px2	b1_px2	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px4	b1_px5	b1_px5
	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	46.675	47.095	44.595	47.182	47.608	47.382	46.956	45.607	44.155	45.285	42.682	50.640
TiO ₂	2.680	2.725	4.353	3.131	2.615	2.608	2.648	2.983	3.676	4.426	5.941	0.785
Al ₂ O ₃	7.016	6.964	7.761	5.381	6.426	6.881	7.848	8.398	9.142	6.345	8.624	1.742
FeO ^T	7.063	7.058	7.134	6.209	7.228	7.071	6.945	7.094	7.205	7.261	8.561	13.196
MnO	0.072	0.067	0.101	0.100	0.144	0.148	0.105	0.099	0.042	0.136	0.099	0.498
MgO	12.843	12.563	12.134	13.430	12.569	12.563	12.388	12.156	11.863	11.934	10.494	9.728
CaO	21.740	21.716	22.764	22.801	22.083	21.915	21.345	21.620	21.593	22.686	22.476	20.941
K ₂ O	0.009	n.d.	n.d.	n.d.	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.008	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.696	0.726	0.449	0.380	0.665	0.693	0.722	0.703	0.578	0.578	0.628	1.527
Cr ₂ O ₃	0.035	n.d.	0.025	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.100	0.005	0.020	n.d.
Total	98.829	98.914	99.316	98.614	99.343	99.261	98.957	98.660	98.354	98.664	99.525	99.057
Fe ₂ O ₃ calc.	3.240	2.161	3.194	2.212	2.102	2.115	1.444	2.895	2.928	2.569	2.996	4.103
FeO calc.	4.148	5.114	4.260	4.218	5.337	5.168	5.646	4.489	4.570	4.949	5.865	9.504
Total*	99.154	99.130	99.636	98.836	99.554	99.473	99.102	98.950	98.647	98.921	99.825	99.468
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.749	1.765	1.676	1.775	1.780	1.771	1.758	1.714	1.670	1.717	1.618	1.936
Al ^{IV}	0.251	0.235	0.324	0.225	0.220	0.229	0.242	0.286	0.330	0.283	0.382	0.064
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.059	0.073	0.020	0.013	0.063	0.074	0.104	0.086	0.077	0.000	0.003	0.014
Fe ^{3+VI}	0.091	0.061	0.090	0.063	0.059	0.059	0.041	0.082	0.083	0.073	0.085	0.118
Ti	0.076	0.077	0.123	0.089	0.074	0.073	0.075	0.084	0.105	0.126	0.169	0.023
Cr	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.717	0.702	0.680	0.753	0.700	0.700	0.691	0.681	0.669	0.674	0.593	0.554
Fe ²⁺	0.130	0.160	0.134	0.133	0.167	0.161	0.177	0.141	0.145	0.157	0.186	0.304
Mn	0.002	0.002	0.003	0.003	0.005	0.005	0.003	0.003	0.001	0.004	0.003	0.016
Ca	0.873	0.872	0.917	0.919	0.884	0.877	0.856	0.871	0.875	0.921	0.913	0.858
Na	0.051	0.053	0.033	0.028	0.048	0.050	0.052	0.051	0.042	0.042	0.046	0.113
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	84.7	81.4	83.5	85.0	80.8	81.3	79.6	82.8	82.2	81.1	76.1	64.6
%Wo	48.119	48.519	50.257	49.126	48.719	48.666	48.417	48.970	49.348	50.340	51.271	46.360
%En	39.553	39.055	37.274	40.261	38.583	38.818	39.098	38.311	37.723	36.846	33.308	29.966
%Fs	12.328	12.427	12.470	10.612	12.698	12.516	12.485	12.719	12.929	12.815	15.422	23.674
%Di	79.691	76.538	80.012	82.154	76.131	76.383	74.835	77.699	78.033	76.798	71.596	56.139
%Hd	14.692	17.709	16.138	14.823	18.630	18.137	19.492	16.456	17.022	18.365	22.832	32.401
%Aeg	5.617	5.753	3.851	3.023	5.239	5.480	5.673	5.844	4.945	4.838	5.572	11.461
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.101	0.106	0.065	0.055	0.096	0.100	0.105	0.102	0.085	0.085	0.092	0.226
Q value	1.720	1.734	1.730	1.805	1.752	1.739	1.725	1.693	1.688	1.753	1.692	1.716
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

FeO^T = Ferro total analisado; **calc.** = Calculado; **Total*** = Total com FeO e Fe₂O₃ desdobrados; **n.d.** = Abaixo do limite de detecção

Wo = Volastonite; **En** = Enstatite; **Fs** = Ferrossilite; **Di** = Diópsido; **Hd** = Hedembergite; **Aeg** = Aegirina; **Jd** = Jadeíte; **Q** = Quartzo

F = Fenocristal; **MF** = Microfenocristal; **M** = Matriz; **Mg#** = $[\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})] \times 100$

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166
Referência	b1_px2	b1_px2	b1_px2	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px4	b1_px4	b1_px4	b2_px1	b2_px1	b2_px1
Sector	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	47.998	48.491	44.993	44.235	47.543	49.029	43.462	47.196	47.460	44.704	45.687	44.927
TiO ₂	2.554	2.533	3.826	4.050	2.562	2.554	4.302	2.974	3.571	3.775	3.400	3.636
Al ₂ O ₃	5.787	5.578	7.781	6.766	6.159	4.482	8.065	6.582	5.280	7.599	7.302	7.342
FeO ^T	6.850	7.316	7.659	7.850	7.127	6.563	7.983	6.966	7.714	7.437	7.433	7.285
MnO	0.145	0.166	0.123	0.161	0.131	0.145	0.055	0.079	0.125	0.131	0.193	0.127
MgO	13.233	12.658	11.997	12.858	12.753	13.905	12.181	12.830	13.005	12.106	12.118	12.578
CaO	22.308	22.373	22.560	21.833	22.289	22.396	22.196	22.581	22.318	22.126	22.131	22.077
K ₂ O	0.003	n.d.	n.d.	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.005	0.002	n.d.
Na ₂ O	0.694	0.803	0.555	0.484	0.726	0.400	0.551	0.594	0.373	0.438	0.637	0.462
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.075	n.d.	n.d.	0.025	n.d.	0.015	0.005	0.010
Total	99.572	99.918	99.494	98.242	99.365	99.474	98.795	99.827	99.847	98.336	98.908	98.444
Fe ₂ O ₃ calc.	3.004	2.416	3.784	5.144	3.069	1.246	5.452	2.769	1.542	2.993	3.173	3.634
FeO calc.	4.147	5.142	4.254	3.221	4.365	5.442	3.077	4.474	6.327	4.744	4.578	4.015
Total*	99.873	100.160	99.873	98.757	99.673	99.599	99.341	100.104	100.001	98.636	99.226	98.808
Número de íons na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 cátions												
Si	1.785	1.802	1.687	1.678	1.775	1.827	1.641	1.755	1.775	1.696	1.720	1.698
Al ^{IV}	0.215	0.198	0.313	0.302	0.225	0.173	0.359	0.245	0.225	0.304	0.280	0.302
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.038	0.047	0.031	0.000	0.046	0.024	0.000	0.043	0.008	0.035	0.044	0.025
Fe ^{3+VI}	0.084	0.068	0.107	0.127	0.086	0.035	0.155	0.077	0.043	0.085	0.090	0.103
Ti	0.071	0.071	0.108	0.116	0.072	0.072	0.122	0.083	0.100	0.108	0.096	0.103
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.734	0.701	0.671	0.727	0.710	0.772	0.686	0.711	0.725	0.685	0.680	0.709
Fe ²⁺	0.129	0.160	0.133	0.102	0.136	0.170	0.097	0.139	0.198	0.150	0.144	0.127
Mn	0.005	0.005	0.004	0.005	0.004	0.005	0.002	0.002	0.004	0.004	0.006	0.004
Ca	0.889	0.891	0.906	0.887	0.891	0.894	0.898	0.900	0.894	0.899	0.893	0.894
Na	0.050	0.058	0.040	0.036	0.053	0.029	0.040	0.043	0.027	0.032	0.046	0.034
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	85.0	81.4	83.4	87.7	83.9	82.0	87.6	83.6	78.6	82.0	82.5	84.8
%Wo	48.305	48.821	49.771	47.486	48.772	47.671	48.869	49.161	47.962	49.302	49.239	48.666
%En	39.869	38.432	36.826	38.911	38.828	41.182	37.316	38.865	38.887	37.533	37.514	38.578
%Fs	11.826	12.747	13.403	13.603	12.399	11.148	13.815	11.974	13.152	13.165	13.248	12.756
%Di	79.984	75.882	79.057	83.569	78.623	79.184	83.118	79.407	76.007	78.554	77.560	81.132
%Hd	14.560	17.858	16.187	12.339	15.556	17.853	11.992	15.812	21.158	17.750	17.138	14.992
%Aeg	5.456	6.261	4.757	4.091	5.821	2.963	4.890	4.781	2.835	3.696	5.303	3.876
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.100	0.116	0.081	0.071	0.105	0.058	0.081	0.086	0.054	0.064	0.093	0.068
Q value	1.751	1.752	1.710	1.716	1.737	1.836	1.681	1.750	1.817	1.734	1.717	1.730
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-166	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4
Referência	b4_px2	b1_px2	b1_px2	b1_px2	b1_px5	b1_px5	b1_px5	b1_px6	b1_px6	b1_px6	b1_px7	b1_px7
Sector	matriz	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	MF	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	43.951	47.766	47.262	46.371	46.222	45.415	45.930	37.717	44.577	45.181	46.169	45.036
TiO ₂	4.128	2.981	1.621	3.308	3.733	4.212	3.663	7.244	4.616	4.077	3.899	3.466
Al ₂ O ₃	7.729	5.660	6.183	5.763	6.659	7.407	6.274	11.966	8.377	7.301	6.222	7.777
FeO ^T	7.612	5.816	9.025	6.102	6.509	7.422	6.201	7.954	6.749	6.838	6.635	6.621
MnO	0.106	0.075	0.362	0.051	0.148	0.152	0.139	0.071	0.107	0.071	0.097	0.071
MgO	12.218	13.581	10.839	13.697	13.339	11.555	13.128	9.925	11.889	12.475	13.191	12.435
CaO	22.161	23.519	21.944	23.597	23.338	22.703	23.514	23.167	23.073	23.335	23.509	23.020
K ₂ O	0.007	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	0.001	0.003	0.008	0.008	0.003
Na ₂ O	0.442	0.446	1.448	0.409	0.425	1.082	0.442	0.537	0.799	0.486	0.396	0.624
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.055	0.145	0.047	0.091	0.057	0.043	0.078	0.065	0.067	0.061	0.105
Total	98.354	99.899	98.829	99.345	100.467	100.005	99.334	98.660	100.255	99.839	100.187	99.158
Fe ₂ O ₃ calc.	4.107	2.783	6.190	4.751	4.100	4.650	4.116	6.977	4.302	4.034	3.905	4.763
FeO calc.	3.917	3.312	3.455	1.827	2.819	3.238	2.497	1.676	2.878	3.208	3.121	2.335
Total*	98.765	100.178	99.449	99.821	100.878	100.471	99.746	99.359	100.686	100.243	100.578	99.635
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.667	1.770	1.780	1.728	1.708	1.692	1.716	1.441	1.656	1.685	1.714	1.685
Al ^{IV}	0.333	0.230	0.220	0.253	0.290	0.308	0.276	0.539	0.344	0.315	0.272	0.315
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.019	0.002	0.000	0.007	0.020	0.000	0.000	0.014	0.000
Al ^{VI}	0.013	0.017	0.054	0.000	0.000	0.018	0.000	0.000	0.022	0.006	0.000	0.028
Fe ^{3+VI}	0.117	0.078	0.175	0.115	0.112	0.130	0.108	0.180	0.120	0.113	0.095	0.134
Ti	0.118	0.083	0.046	0.093	0.104	0.118	0.103	0.208	0.129	0.114	0.109	0.098
Cr	0.000	0.002	0.004	0.001	0.003	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.691	0.750	0.609	0.761	0.735	0.642	0.731	0.565	0.658	0.694	0.730	0.694
Fe ²⁺	0.124	0.103	0.109	0.057	0.087	0.101	0.078	0.054	0.089	0.100	0.097	0.073
Mn	0.003	0.002	0.012	0.002	0.005	0.005	0.004	0.002	0.003	0.002	0.003	0.002
Ca	0.901	0.934	0.885	0.942	0.924	0.906	0.941	0.948	0.918	0.933	0.935	0.923
Na	0.033	0.032	0.106	0.030	0.030	0.078	0.032	0.040	0.058	0.035	0.029	0.045
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	84.8	88.0	84.8	93.0	89.4	86.4	90.4	91.3	88.0	87.4	88.3	90.5
%Wo	49.044	50.025	49.473	49.722	49.555	50.797	50.319	53.576	51.310	50.633	49.893	50.542
%En	37.622	40.193	34.001	40.157	39.409	35.973	39.089	31.936	36.787	37.664	38.953	37.988
%Fs	13.334	9.782	16.527	10.121	11.036	13.231	10.593	14.488	11.903	11.703	11.154	11.470
%Di	81.181	84.556	72.910	89.623	85.740	77.734	86.466	85.530	81.412	83.462	85.038	85.189
%Hd	14.999	11.833	14.422	6.896	10.707	12.799	9.748	8.452	11.472	12.309	11.642	9.251
%Aeg	3.820	3.611	12.668	3.481	3.553	9.467	3.786	6.019	7.116	4.229	3.320	5.560
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.065	0.064	0.211	0.059	0.061	0.156	0.064	0.080	0.115	0.070	0.057	0.091
Q value	1.716	1.786	1.603	1.760	1.746	1.649	1.751	1.567	1.666	1.726	1.762	1.690
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-4	CY-4	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7
Referência	b2_px15	b2_px16	b1_px5	b1_px5	b1_px5	b1_px6	b1_px6	b1_px6	b1_px7	b1_px7	b1_px7	b1_px8
Sector	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo
Tipo	M	M	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	45.628	46.372	47.181	43.011	44.777	47.506	52.252	47.570	43.647	47.025	43.295	44.354
TiO ₂	4.079	3.663	3.248	4.996	3.812	3.251	0.639	3.303	4.570	3.183	4.316	4.270
Al ₂ O ₃	6.752	6.903	6.217	9.665	8.076	5.839	2.839	6.050	8.861	6.200	8.687	8.631
FeO ^T	7.175	6.358	6.513	6.430	6.702	6.516	9.331	6.592	7.131	7.089	7.045	7.245
MnO	0.136	0.090	0.163	0.059	0.121	0.154	0.587	0.123	0.088	0.097	0.096	0.129
MgO	12.564	13.085	12.684	11.354	12.335	13.221	11.649	12.936	11.113	12.917	11.784	11.383
CaO	23.274	23.697	23.091	22.464	22.999	23.206	21.467	23.327	22.912	22.804	22.870	22.686
K ₂ O	0.011	0.017	n.d.	0.004	0.002	n.d.	0.005	n.d.	0.018	n.d.	0.005	0.016
Na ₂ O	0.516	0.396	0.638	0.907	0.544	0.508	1.838	0.546	0.677	0.612	0.556	0.647
Cr ₂ O ₃	0.043	0.098	0.032	0.060	0.063	0.068	0.083	0.069	0.071	0.066	0.082	0.098
Total	100.178	100.679	99.767	98.950	99.431	100.269	100.690	100.516	99.088	99.993	98.736	99.459
Fe ₂ O ₃ calc.	4.140	3.644	2.770	4.228	4.264	2.886	4.086	2.602	3.643	3.527	4.880	3.227
FeO calc.	3.450	3.079	4.020	2.626	2.865	3.919	5.655	4.251	3.853	3.915	2.654	4.341
Total*	100.593	101.044	100.045	99.374	99.858	100.558	101.099	100.777	99.453	100.346	99.225	99.782
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 cátions												
Si	1.698	1.711	1.756	1.617	1.674	1.759	1.928	1.759	1.646	1.747	1.634	1.665
Al ^{IV}	0.296	0.289	0.244	0.383	0.326	0.241	0.072	0.241	0.354	0.253	0.366	0.335
Fe ^{3+IV}	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.000	0.011	0.029	0.045	0.030	0.014	0.052	0.022	0.040	0.019	0.021	0.047
Fe ^{3+VI}	0.110	0.101	0.078	0.120	0.120	0.080	0.113	0.072	0.103	0.099	0.139	0.091
Ti	0.114	0.102	0.091	0.141	0.107	0.091	0.018	0.092	0.130	0.089	0.123	0.121
Cr	0.001	0.003	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.697	0.720	0.704	0.636	0.687	0.730	0.641	0.713	0.625	0.715	0.663	0.637
Fe ²⁺	0.107	0.095	0.125	0.083	0.090	0.121	0.175	0.131	0.122	0.122	0.084	0.136
Mn	0.004	0.003	0.005	0.002	0.004	0.005	0.018	0.004	0.003	0.003	0.003	0.004
Ca	0.928	0.937	0.921	0.905	0.921	0.921	0.849	0.924	0.926	0.908	0.925	0.913
Na	0.037	0.028	0.046	0.066	0.039	0.036	0.132	0.039	0.049	0.044	0.041	0.047
K	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Mg#	86.7	88.3	84.9	88.5	88.5	85.7	78.6	84.4	83.7	85.5	88.8	82.4
%Wo	50.091	50.487	50.250	51.847	50.560	49.575	47.261	50.092	52.061	49.161	51.002	51.232
%En	37.624	38.789	38.406	36.462	37.730	39.299	35.683	38.651	35.134	38.745	36.565	35.767
%Fs	12.285	10.725	11.343	11.691	11.710	11.125	17.056	11.258	12.805	12.094	12.432	13.001
%Di	82.400	85.086	79.966	80.868	83.805	81.774	66.394	80.346	78.232	80.911	83.868	77.262
%Hd	13.198	11.565	14.803	10.731	11.388	14.139	19.981	15.244	15.569	14.103	10.986	17.026
%Aeg	4.401	3.349	5.231	8.402	4.807	4.087	13.625	4.411	6.198	4.986	5.147	5.712
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.074	0.057	0.092	0.132	0.079	0.073	0.263	0.078	0.099	0.088	0.081	0.094
Q value	1.732	1.751	1.750	1.624	1.698	1.772	1.664	1.768	1.672	1.745	1.672	1.686
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7
Referência	b1_px8	b1_px8	b1_px9	b1_px9	b1_px9	b1_px10	b1_px11	b1_px12	b1_px13	b1_px14	b2_px5	b2_px5
Sector	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	M	M	M	M	M	F	F
SiO ₂	45.418	44.453	41.486	46.849	45.220	47.823	51.162	47.468	45.005	47.263	46.811	49.755
TiO ₂	3.624	4.163	5.811	3.207	3.659	3.318	1.350	3.069	4.247	3.193	3.401	1.817
Al ₂ O ₃	7.033	8.845	10.463	6.630	7.260	5.815	2.931	5.528	7.415	5.958	6.358	4.210
FeO ^T	10.502	6.968	7.509	6.467	6.524	6.620	9.574	6.550	7.154	6.450	6.376	9.234
MnO	0.325	0.080	0.088	0.157	0.090	0.103	0.718	0.154	0.128	0.127	0.153	0.418
MgO	9.538	11.775	10.702	12.961	12.603	12.891	11.344	13.494	12.039	13.141	12.843	11.251
CaO	21.945	23.046	22.722	23.119	23.205	23.076	21.462	23.149	22.864	22.932	23.143	22.055
K ₂ O	n.d.	n.d.	0.014	0.006	n.d.	0.020	0.014	0.005	0.006	0.002	0.012	0.007
Na ₂ O	1.309	0.600	0.596	0.479	0.489	0.580	1.492	0.425	0.691	0.479	0.521	1.358
Cr ₂ O ₃	0.046	0.046	0.080	0.092	0.120	0.097	0.104	0.058	0.087	0.058	0.016	0.067
Total	99.740	99.976	99.471	99.967	99.170	100.343	100.151	99.900	99.636	99.603	99.634	100.172
Fe ₂ O ₃ calc.	4.946	3.833	4.179	2.984	4.129	2.056	2.877	3.205	4.029	2.472	2.772	3.511
FeO calc.	6.051	3.519	3.749	3.782	2.808	4.770	6.985	3.666	3.529	4.226	3.882	6.075
Total*	100.236	100.360	99.890	100.266	99.584	100.549	100.439	100.221	100.040	99.851	99.912	100.524
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.717	1.656	1.564	1.740	1.694	1.772	1.910	1.763	1.684	1.761	1.745	1.856
Al ^{IV}	0.283	0.344	0.436	0.260	0.306	0.228	0.090	0.237	0.316	0.239	0.255	0.144
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.031	0.045	0.029	0.030	0.015	0.026	0.039	0.005	0.011	0.023	0.024	0.041
Fe ^{3+VI}	0.141	0.107	0.119	0.083	0.116	0.057	0.081	0.090	0.113	0.069	0.078	0.099
Ti	0.103	0.117	0.165	0.090	0.103	0.092	0.038	0.086	0.120	0.089	0.095	0.051
Cr	0.001	0.001	0.002	0.003	0.004	0.003	0.003	0.002	0.003	0.002	0.000	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.538	0.654	0.602	0.718	0.704	0.712	0.631	0.747	0.672	0.730	0.714	0.626
Fe ²⁺	0.191	0.110	0.118	0.117	0.088	0.148	0.218	0.114	0.110	0.132	0.121	0.189
Mn	0.010	0.003	0.003	0.005	0.003	0.003	0.023	0.005	0.004	0.004	0.005	0.013
Ca	0.889	0.920	0.918	0.920	0.932	0.916	0.858	0.921	0.917	0.916	0.924	0.881
Na	0.096	0.043	0.044	0.034	0.036	0.042	0.108	0.031	0.050	0.035	0.038	0.098
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Mg#	73.8	85.6	83.6	85.9	88.9	82.8	74.3	86.8	85.9	84.7	85.5	76.8
%Wo	50.251	51.291	52.182	49.906	50.551	49.882	47.392	49.087	50.472	49.474	50.190	48.743
%En	30.389	36.463	34.197	38.929	38.201	38.772	34.854	39.813	36.978	39.447	38.754	34.598
%Fs	19.359	12.245	13.620	11.164	11.248	11.346	17.755	11.099	12.550	11.078	11.055	16.659
%Di	64.360	80.788	78.516	82.059	84.780	78.701	64.415	83.344	80.314	81.084	81.362	67.522
%Hd	24.152	13.858	15.797	13.997	10.942	16.693	24.566	13.242	13.691	15.072	14.345	21.878
%Aeg	11.488	5.354	5.687	3.944	4.278	4.605	11.019	3.414	5.995	3.844	4.293	10.600
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.192	0.087	0.087	0.069	0.071	0.083	0.216	0.061	0.100	0.069	0.075	0.196
Q value	1.618	1.684	1.638	1.755	1.724	1.776	1.708	1.782	1.699	1.778	1.759	1.696
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8
Referência	b3_px15	b3_px16	b3_px17	b3_px18	b3_px18	b3_px18	b1_px6	b1_px6	b1_px6	b1_px7	b1_px7	b1_px7
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo
Tipo	M	M	M	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	47.066	48.234	47.426	46.779	48.635	44.714	46.525	49.347	42.505	45.626	43.351	44.382
TiO ₂	3.647	2.365	3.209	3.583	2.597	4.250	3.493	1.800	5.584	4.232	4.634	4.395
Al ₂ O ₃	7.609	5.939	5.979	6.615	5.159	8.690	6.188	4.707	9.576	7.134	8.819	8.617
FeO ^T	6.620	7.775	6.320	6.804	5.889	7.112	5.997	8.064	7.243	7.260	7.052	6.978
MnO	0.071	0.235	0.136	0.205	0.082	0.087	0.115	0.182	0.106	0.154	0.068	0.142
MgO	12.517	12.122	13.248	12.588	13.945	11.631	13.432	12.501	11.153	12.091	11.806	11.825
CaO	22.818	22.943	23.279	23.172	23.047	23.152	23.482	22.039	23.168	23.329	23.103	23.228
K ₂ O	0.006	0.016	0.001	0.016	n.d.	0.004	0.002	0.005	0.004	0.004	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.572	0.896	0.454	0.590	0.441	0.584	0.482	1.041	0.572	0.680	0.486	0.685
Cr ₂ O ₃	0.165	0.137	0.093	0.050	0.086	0.063	0.067	0.113	0.027	0.083	0.088	0.080
Total	101.091	100.662	100.145	100.402	99.881	100.287	99.783	99.799	99.938	100.593	99.407	100.332
Fe ₂ O ₃ calc.	1.500	3.796	2.679	3.072	2.124	3.363	4.011	3.317	4.147	4.067	4.461	4.572
FeO calc.	5.270	4.359	3.909	4.039	3.978	4.086	2.388	5.079	3.512	3.600	3.038	2.864
Total*	101.241	101.042	100.413	100.710	100.094	100.624	100.185	100.131	100.353	101.001	99.854	100.790
Número de íons na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.732	1.783	1.758	1.734	1.800	1.664	1.727	1.836	1.593	1.693	1.627	1.648
Al ^{IV}	0.268	0.217	0.242	0.266	0.200	0.336	0.271	0.164	0.407	0.307	0.373	0.352
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.061	0.041	0.019	0.023	0.025	0.045	0.000	0.042	0.016	0.004	0.018	0.025
Fe ^{3+VI}	0.042	0.106	0.075	0.086	0.059	0.094	0.110	0.093	0.117	0.114	0.126	0.128
Ti	0.101	0.066	0.089	0.100	0.072	0.119	0.098	0.050	0.157	0.118	0.131	0.123
Cr	0.005	0.004	0.003	0.001	0.003	0.002	0.002	0.003	0.001	0.002	0.003	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.686	0.668	0.732	0.695	0.769	0.645	0.743	0.693	0.623	0.669	0.661	0.655
Fe ²⁺	0.162	0.135	0.121	0.125	0.123	0.127	0.074	0.158	0.110	0.112	0.095	0.089
Mn	0.002	0.007	0.004	0.006	0.003	0.003	0.004	0.006	0.003	0.005	0.002	0.004
Ca	0.899	0.908	0.924	0.920	0.914	0.923	0.934	0.879	0.930	0.927	0.929	0.924
Na	0.041	0.064	0.033	0.042	0.032	0.042	0.035	0.075	0.042	0.049	0.035	0.049
K	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	80.9	83.2	85.8	84.7	86.2	83.5	90.9	81.4	85.0	85.7	87.4	88.0
%Wo	50.196	49.807	49.792	50.200	48.920	51.500	50.022	48.046	52.153	50.780	51.240	51.344
%En	38.313	36.615	39.427	37.944	41.185	35.999	39.813	37.919	34.932	36.620	36.433	36.369
%Fs	11.491	13.578	10.781	11.856	9.895	12.501	10.165	14.035	12.915	12.600	12.327	12.288
%Di	76.991	76.402	82.240	79.985	83.023	78.951	86.861	74.377	80.081	80.166	83.253	82.100
%Hd	18.433	16.253	14.094	15.139	13.562	15.893	9.085	17.568	14.577	13.971	12.289	11.715
%Aeg	4.576	7.345	3.665	4.876	3.415	5.156	4.054	8.055	5.342	5.864	4.457	6.185
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.082	0.128	0.065	0.085	0.063	0.084	0.069	0.150	0.083	0.098	0.071	0.099
Q value	1.748	1.711	1.777	1.741	1.807	1.695	1.752	1.730	1.664	1.708	1.685	1.668
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8
Referência	b1_px8	b1_px8	b1_px8	b2_px3	b2_px3	b2_px3	b2_px4	b2_px5	b2_px6	b2_px7	b2_px8	b2_px8
Sector	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	M	M	M	M	M	M
SiO ₂	45.949	47.388	44.208	46.470	52.386	46.176	43.686	45.938	47.170	45.633	46.052	46.139
TiO ₂	3.950	3.196	4.560	2.967	0.511	3.743	4.594	3.773	3.302	3.641	3.839	3.591
Al ₂ O ₃	6.371	5.695	8.610	5.774	2.980	6.667	8.660	6.454	5.983	6.445	6.378	6.434
FeO ^T	6.680	6.261	6.718	5.889	7.830	6.333	7.287	6.676	6.018	6.480	6.747	6.983
MnO	0.142	0.078	0.001	0.103	0.211	0.102	0.100	0.143	0.084	0.151	0.129	0.127
MgO	12.247	13.527	11.936	13.704	14.086	13.161	11.946	12.669	13.221	12.713	12.743	13.128
CaO	23.326	23.333	23.308	23.537	21.758	23.315	22.977	23.411	23.303	23.173	23.129	22.989
K ₂ O	0.006	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.014	0.023	0.016	0.039	0.010	0.008
Na ₂ O	0.718	0.462	0.521	0.469	0.902	0.490	0.591	0.593	0.443	0.527	0.474	0.447
Cr ₂ O ₃	0.075	0.078	0.071	0.013	0.186	0.040	0.086	0.064	0.064	0.052	0.067	0.051
Total	99.464	100.018	99.933	98.926	100.850	100.027	99.941	99.744	99.604	98.854	99.568	99.897
Fe ₂ O ₃ calc.	3.769	3.279	3.680	5.020	2.346	3.844	5.040	4.328	2.507	4.119	3.261	4.071
FeO calc.	3.288	3.311	3.407	1.372	5.719	2.875	2.752	2.782	3.762	2.774	3.812	3.320
Total*	99.842	100.347	100.302	99.429	101.085	100.412	100.446	100.178	99.855	99.267	99.895	100.305
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.720	1.756	1.649	1.736	1.919	1.713	1.630	1.713	1.757	1.715	1.722	1.717
Al ^{IV}	0.280	0.244	0.351	0.254	0.081	0.287	0.370	0.284	0.243	0.285	0.278	0.282
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001
Al ^{VI}	0.001	0.005	0.027	0.000	0.047	0.005	0.011	0.000	0.019	0.001	0.003	0.000
Fe ^{3+VI}	0.106	0.091	0.103	0.131	0.065	0.107	0.142	0.118	0.070	0.117	0.092	0.113
Ti	0.111	0.089	0.128	0.083	0.014	0.104	0.129	0.106	0.092	0.103	0.108	0.100
Cr	0.002	0.002	0.002	0.000	0.005	0.001	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.684	0.747	0.664	0.763	0.769	0.728	0.665	0.704	0.734	0.712	0.710	0.728
Fe ²⁺	0.103	0.103	0.106	0.043	0.175	0.089	0.086	0.087	0.117	0.087	0.119	0.103
Mn	0.005	0.002	0.000	0.003	0.007	0.003	0.003	0.005	0.003	0.005	0.004	0.004
Ca	0.936	0.927	0.931	0.942	0.854	0.927	0.919	0.935	0.930	0.933	0.927	0.917
Na	0.052	0.033	0.038	0.034	0.064	0.035	0.043	0.043	0.032	0.038	0.034	0.032
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000
Mg#	86.9	87.9	86.2	94.7	81.4	89.1	88.6	89.0	86.2	89.1	85.6	87.6
%Wo	51.050	49.536	51.612	49.779	45.676	49.977	50.649	50.495	50.155	50.333	50.033	49.115
%En	37.294	39.958	36.775	40.327	41.144	39.254	36.639	38.021	39.593	38.421	38.355	39.025
%Fs	11.657	10.506	11.613	9.894	13.180	10.769	12.712	11.483	10.253	11.245	11.613	11.859
%Di	81.073	84.389	82.173	90.501	75.783	85.081	83.449	84.001	82.862	84.526	81.836	83.918
%Hd	12.746	11.862	13.162	5.470	17.905	10.799	11.182	10.885	13.527	10.916	14.205	12.366
%Aeg	6.182	3.749	4.665	4.028	6.311	4.120	5.369	5.114	3.611	4.557	3.959	3.716
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.104	0.066	0.075	0.068	0.128	0.070	0.086	0.086	0.064	0.077	0.069	0.065
Q value	1.722	1.777	1.702	1.748	1.798	1.744	1.669	1.726	1.781	1.733	1.756	1.748
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-11	CY-11	CY-11	CY-11	CY-11	CY-11	CY-11
Referência	b2_px8	b2_px9	b2_px10	b2_px10	b2_px10	b1_px2	b1_px2	b1_px2	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px4
Sector	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo
Tipo	M	M	M	M	M	MF	MF	MF	F	F	F	F
SiO ₂	43.750	46.705	42.151	44.465	45.670	45.905	45.424	44.428	47.352	46.069	46.274	47.321
TiO ₂	4.395	3.112	5.519	4.314	3.487	4.083	4.131	4.184	3.611	3.252	3.811	3.428
Al ₂ O ₃	8.600	6.076	9.310	7.953	6.196	6.611	6.469	7.090	5.734	8.163	6.805	5.989
FeO ^T	7.394	6.928	7.437	7.282	6.342	6.648	6.860	6.734	6.392	6.360	6.207	6.208
MnO	0.116	0.076	0.101	0.069	0.123	0.171	0.078	0.137	0.097	0.085	0.088	0.105
MgO	11.896	13.174	10.946	12.183	13.298	12.645	13.210	13.095	13.514	13.163	13.462	13.576
CaO	23.121	23.027	23.145	23.149	23.555	23.884	23.700	23.584	23.672	22.588	23.765	23.399
K ₂ O	0.011	0.005	0.031	0.030	0.018	0.007	n.d.	0.005	n.d.	0.009	0.003	0.006
Na ₂ O	0.599	0.402	0.642	0.552	0.546	0.504	0.423	0.426	0.424	0.708	0.487	0.466
Cr ₂ O ₃	0.075	0.060	0.084	0.076	0.028	0.058	0.054	0.094	0.052	0.091	0.061	0.073
Total	99.957	99.565	99.366	100.073	99.263	100.516	100.349	99.777	100.848	100.488	100.963	100.571
Fe ₂ O ₃ calc.	5.427	3.582	4.902	4.812	5.768	4.175	5.314	6.150	3.340	4.610	4.721	3.340
FeO calc.	2.510	3.705	3.027	2.953	1.152	2.891	2.079	1.200	3.386	2.212	1.959	3.203
Total*	100.501	99.924	99.857	100.555	99.841	100.934	100.881	100.393	101.183	100.950	101.436	100.906
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.632	1.743	1.590	1.657	1.705	1.701	1.684	1.655	1.744	1.694	1.699	1.744
Al ^{IV}	0.368	0.257	0.410	0.343	0.273	0.289	0.283	0.311	0.249	0.306	0.294	0.256
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.023	0.010	0.034	0.034	0.007	0.000	0.007	0.000
Al ^{VI}	0.010	0.010	0.004	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.047	0.000	0.004
Fe ^{3+VI}	0.152	0.101	0.139	0.135	0.139	0.106	0.115	0.139	0.085	0.128	0.124	0.093
Ti	0.123	0.087	0.157	0.121	0.098	0.114	0.115	0.117	0.100	0.090	0.105	0.095
Cr	0.002	0.002	0.003	0.002	0.001	0.002	0.002	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.662	0.733	0.616	0.677	0.740	0.699	0.730	0.727	0.742	0.721	0.737	0.746
Fe ²⁺	0.078	0.116	0.095	0.092	0.036	0.090	0.064	0.037	0.104	0.068	0.060	0.099
Mn	0.004	0.002	0.003	0.002	0.004	0.005	0.002	0.004	0.003	0.003	0.003	0.003
Ca	0.924	0.921	0.935	0.924	0.942	0.948	0.941	0.941	0.934	0.890	0.935	0.924
Na	0.043	0.029	0.047	0.040	0.040	0.036	0.030	0.031	0.030	0.050	0.035	0.033
K	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	89.4	86.4	86.6	88.0	95.4	88.6	91.9	95.1	87.7	91.4	92.5	88.3
%Wo	50.775	49.177	52.293	50.501	50.005	51.032	49.898	49.999	49.793	49.174	50.126	49.556
%En	36.349	39.146	34.411	36.980	39.280	37.592	38.698	38.628	39.552	39.872	39.508	40.006
%Fs	12.876	11.677	13.296	12.519	10.715	11.376	11.403	11.373	10.656	10.954	10.366	10.438
%Di	84.076	83.284	80.865	83.466	90.315	84.191	88.240	90.937	84.355	85.625	88.309	84.646
%Hd	10.418	13.411	12.967	11.616	4.863	11.444	8.085	5.215	12.202	8.385	7.536	11.575
%Aeg	5.506	3.305	6.168	4.918	4.823	4.364	3.675	3.848	3.442	5.990	4.155	3.779
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.087	0.058	0.094	0.080	0.079	0.072	0.061	0.062	0.061	0.101	0.069	0.067
Q value	1.664	1.769	1.646	1.693	1.718	1.736	1.736	1.706	1.780	1.679	1.732	1.769
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-11	CY-11	CY-11	CY-11	CY-11	CY-11	CY-11	CY-11	CY-11	CY-11	CY-19	CY-19
Referência	b1_px4	b1_px4	b1_px6	b1_px6	b1_px5	b1_px5	b1_px5	b1_px8	b1_px9	b1_px10	b1_px3	b1_px3
Sector	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	bordo
Tipo	F	F	MF	MF	MF	MF	MF	M	M	M	MF	MF
SiO ₂	46.032	46.137	49.790	46.262	40.624	46.170	42.636	46.489	43.909	42.797	48.538	45.426
TiO ₂	3.377	3.898	2.030	3.944	6.450	4.006	4.642	4.069	4.731	5.380	3.220	4.163
Al ₂ O ₃	8.142	6.522	4.128	6.402	10.485	7.019	9.026	6.591	8.879	9.191	4.962	7.539
FeO ^T	6.393	6.260	8.575	6.217	7.460	7.357	6.829	6.746	6.810	8.192	6.217	6.421
MnO	0.043	0.072	0.358	0.025	0.084	0.192	0.054	0.134	0.069	0.095	0.141	0.068
MgO	12.967	13.440	12.035	13.443	11.064	12.115	12.273	12.789	12.311	10.676	13.794	12.568
CaO	22.639	23.536	22.520	23.824	23.352	22.886	23.364	23.551	23.514	21.615	23.179	23.268
K ₂ O	0.008	n.d.	0.006	0.002	0.006	0.008	n.d.	0.008	0.022	0.075	0.002	n.d.
Na ₂ O	0.692	0.491	1.327	0.467	0.515	1.067	0.511	0.507	0.489	1.248	0.537	0.712
Cr ₂ O ₃	0.110	0.097	0.071	0.062	0.054	0.061	0.026	0.101	0.076	0.077	0.054	0.081
Total	100.403	100.453	100.840	100.648	100.094	100.881	99.361	100.985	100.810	99.346	100.644	100.246
Fe ₂ O ₃ calc.	4.122	4.498	4.503	4.484	5.796	5.145	6.565	3.311	5.031	5.573	2.452	4.382
FeO calc.	2.684	2.213	4.523	2.182	2.245	2.727	0.921	3.767	2.283	3.177	4.011	2.478
Total*	100.816	100.904	101.291	101.097	100.675	101.397	100.019	101.317	101.314	99.904	100.890	100.685
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.696	1.704	1.838	1.705	1.523	1.702	1.596	1.715	1.622	1.611	1.788	1.683
Al ^{IV}	0.304	0.284	0.162	0.278	0.463	0.298	0.398	0.285	0.378	0.389	0.212	0.317
Fe ^{3+IV}	0.000	0.013	0.000	0.017	0.014	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.049	0.000	0.017	0.000	0.000	0.007	0.000	0.001	0.009	0.019	0.003	0.012
Fe ^{3+VI}	0.114	0.112	0.125	0.108	0.150	0.143	0.179	0.092	0.140	0.158	0.068	0.122
Ti	0.094	0.108	0.056	0.109	0.182	0.111	0.131	0.113	0.131	0.152	0.089	0.116
Cr	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.712	0.740	0.662	0.739	0.618	0.666	0.685	0.703	0.678	0.599	0.757	0.694
Fe ²⁺	0.083	0.068	0.140	0.067	0.070	0.084	0.029	0.116	0.071	0.100	0.124	0.077
Mn	0.001	0.002	0.011	0.001	0.003	0.006	0.002	0.004	0.002	0.003	0.004	0.002
Ca	0.894	0.931	0.891	0.941	0.938	0.904	0.937	0.931	0.931	0.872	0.915	0.924
Na	0.049	0.035	0.095	0.033	0.037	0.076	0.037	0.036	0.035	0.091	0.038	0.051
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.004	0.000	0.000
Mg#	89.6	91.5	82.6	91.7	89.8	88.8	96.0	85.8	90.6	85.7	86.0	90.0
%Wo	49.533	49.886	48.701	50.261	52.317	50.148	50.998	50.412	51.102	50.339	48.967	50.781
%En	39.475	39.637	36.213	39.460	34.489	36.937	37.274	38.090	37.227	34.595	40.546	38.164
%Fs	10.992	10.477	15.086	10.279	13.194	12.916	11.728	11.498	11.671	15.066	10.487	11.055
%Di	84.218	87.496	72.933	87.929	84.842	80.011	91.011	81.783	86.289	75.526	81.997	84.221
%Hd	9.937	8.347	16.608	8.099	10.022	10.824	4.060	14.001	9.253	12.991	13.851	9.573
%Aeg	5.845	4.157	10.459	3.973	5.136	9.165	4.928	4.217	4.458	11.483	4.152	6.205
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.099	0.070	0.190	0.067	0.075	0.153	0.074	0.073	0.070	0.182	0.077	0.102
Q value	1.688	1.739	1.693	1.747	1.627	1.654	1.651	1.750	1.679	1.571	1.795	1.694
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19
Referência	b1_px4	b1_px4	b1_px4	b1_px5	b1_px6	b1_px7	b1_px8	b2_px3	b2_px3	b2_px3	b2_px4	b2_px4
Sector	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	M	M	M	M	M	M	M	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	44.221	46.553	44.429	42.040	44.102	46.499	45.024	47.041	42.612	40.739	45.544	48.331
TiO ₂	5.574	3.800	5.007	6.300	4.815	4.127	4.527	3.703	5.886	6.703	2.611	3.232
Al ₂ O ₃	7.935	6.597	8.184	9.365	7.988	6.999	8.252	5.902	9.105	10.032	6.292	5.202
FeO ^T	6.885	5.895	6.920	7.259	6.533	6.264	6.420	6.298	7.132	7.329	9.618	5.945
MnO	0.063	0.077	0.104	0.109	0.095	0.121	0.083	0.107	0.158	0.083	0.419	0.176
MgO	11.720	13.377	11.844	11.123	12.326	12.820	12.388	13.257	11.416	10.620	10.270	13.589
CaO	23.178	23.523	23.208	22.946	23.072	23.242	23.149	23.108	22.983	22.782	22.486	23.263
K ₂ O	0.017	0.010	0.020	0.034	0.040	0.017	0.023	0.016	0.010	0.018	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.689	0.640	0.654	0.661	0.702	0.648	0.684	0.590	0.653	0.641	0.997	0.612
Cr ₂ O ₃	0.082	0.059	0.092	0.070	0.093	0.117	0.064	0.082	0.084	0.047	0.133	0.062
Total	100.364	100.531	100.462	99.907	99.766	100.854	100.614	100.104	100.039	98.994	98.370	100.412
Fe ₂ O ₃ calc.	3.215	4.302	3.708	4.255	4.971	3.068	3.976	3.166	4.333	4.243	5.527	2.545
FeO calc.	3.992	2.024	3.583	3.430	2.060	3.504	2.842	3.449	3.233	3.512	4.645	3.655
Total*	100.686	100.962	100.834	100.333	100.264	101.161	101.012	100.421	100.473	99.419	98.924	100.667
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.648	1.714	1.652	1.579	1.645	1.713	1.663	1.744	1.595	1.547	1.739	1.783
Al ^{IV}	0.349	0.286	0.348	0.414	0.351	0.287	0.337	0.256	0.402	0.449	0.261	0.217
Fe ^{3+IV}	0.003	0.000	0.000	0.007	0.004	0.000	0.000	0.000	0.003	0.004	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.000	0.001	0.010	0.000	0.000	0.017	0.023	0.002	0.000	0.000	0.022	0.009
Fe ^{3+VI}	0.087	0.119	0.104	0.113	0.135	0.085	0.111	0.088	0.119	0.117	0.159	0.071
Ti	0.156	0.105	0.140	0.178	0.135	0.114	0.126	0.103	0.166	0.191	0.075	0.090
Cr	0.002	0.002	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001	0.004	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.651	0.734	0.656	0.623	0.685	0.704	0.682	0.733	0.637	0.601	0.585	0.747
Fe ²⁺	0.124	0.062	0.111	0.108	0.064	0.108	0.088	0.107	0.101	0.112	0.148	0.113
Mn	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.003	0.005	0.003	0.014	0.005
Ca	0.926	0.928	0.924	0.923	0.922	0.917	0.916	0.918	0.922	0.927	0.920	0.919
Na	0.050	0.046	0.047	0.048	0.051	0.046	0.049	0.042	0.047	0.047	0.074	0.044
K	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg#	84.0	92.2	85.5	85.3	91.4	86.7	88.6	87.3	86.3	84.4	79.8	86.9
%Wo	51.611	50.265	51.378	51.944	50.823	50.455	50.919	49.637	51.579	52.560	50.401	49.548
%En	36.312	39.773	36.483	35.035	37.779	38.723	37.914	39.622	35.648	34.091	32.029	40.272
%Fs	12.077	9.962	12.140	13.021	11.398	10.822	11.167	10.741	12.774	13.349	17.570	10.180
%Di	78.702	86.927	80.223	79.627	85.308	81.671	83.034	82.752	80.573	78.838	71.269	82.182
%Hd	15.280	7.664	14.016	14.219	8.373	12.960	11.003	12.458	13.433	14.974	19.733	13.004
%Aeg	6.018	5.409	5.761	6.154	6.319	5.369	5.963	4.790	5.994	6.189	8.998	4.814
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.100	0.091	0.094	0.096	0.102	0.093	0.098	0.085	0.095	0.094	0.148	0.088
Q value	1.701	1.725	1.692	1.654	1.671	1.729	1.686	1.758	1.660	1.639	1.653	1.780
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25
Referência	b2_px4	b2_px5	b2_px6	b2_px7	b2_px8	b1_px1	b1_px1	b1_px2	b1_px2	b1_px2	b1_px3	b1_px3
Sector	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	MF	M	M	M	M	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	46.397	47.011	47.622	46.512	45.218	47.753	43.592	43.647	46.947	44.674	45.924	48.129
TiO ₂	4.186	3.723	3.318	4.159	4.004	3.141	4.549	4.602	2.213	4.116	3.971	2.884
Al ₂ O ₃	6.517	5.456	5.764	5.801	7.646	5.481	8.395	7.903	4.825	7.638	6.154	5.015
FeO ^T	6.472	6.317	5.796	6.686	6.363	5.125	6.542	6.076	9.064	6.336	5.918	5.194
MnO	0.185	0.112	0.109	0.151	0.156	0.057	0.080	0.080	0.214	0.119	0.112	0.077
MgO	12.407	13.348	13.482	12.825	12.388	13.821	11.993	12.282	11.041	12.477	12.970	13.819
CaO	23.121	23.462	23.277	23.094	23.031	23.091	22.828	23.096	22.681	23.007	23.141	23.268
K ₂ O	0.010	0.011	0.003	0.025	0.009	n.d.	n.d.	0.006	n.d.	0.006	0.001	n.d.
Na ₂ O	0.698	0.580	0.596	0.657	0.685	0.499	0.519	0.431	1.076	0.457	0.416	0.585
Cr ₂ O ₃	0.060	0.128	0.111	0.102	0.061	0.084	0.044	0.272	0.044	0.103	0.056	0.067
Total	100.053	100.148	100.078	100.012	99.561	99.052	98.542	98.395	98.105	98.933	98.663	99.038
Fe ₂ O ₃ calc.	2.691	3.828	2.896	3.394	4.050	1.991	3.822	3.699	5.426	3.546	2.497	2.539
FeO calc.	4.051	2.872	3.190	3.632	2.719	3.333	3.103	2.748	4.181	3.145	3.672	2.909
Total*	100.323	100.532	100.368	100.352	99.967	99.252	98.925	98.766	98.649	99.288	98.913	99.292
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.727	1.743	1.762	1.732	1.687	1.780	1.648	1.652	1.789	1.680	1.730	1.794
Al ^{IV}	0.273	0.238	0.238	0.255	0.313	0.220	0.352	0.348	0.211	0.320	0.270	0.206
Fe ^{3+IV}	0.000	0.019	0.000	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.013	0.000	0.013	0.000	0.023	0.021	0.022	0.005	0.006	0.018	0.003	0.014
Fe ^{3+VI}	0.075	0.088	0.081	0.081	0.114	0.056	0.109	0.105	0.156	0.100	0.071	0.071
Ti	0.117	0.104	0.092	0.116	0.112	0.088	0.129	0.131	0.063	0.116	0.112	0.081
Cr	0.002	0.004	0.003	0.003	0.002	0.002	0.001	0.008	0.001	0.003	0.002	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.688	0.738	0.743	0.712	0.689	0.768	0.676	0.693	0.627	0.699	0.728	0.768
Fe ²⁺	0.126	0.089	0.099	0.113	0.085	0.104	0.098	0.087	0.133	0.099	0.116	0.091
Mn	0.006	0.004	0.003	0.005	0.005	0.002	0.003	0.003	0.007	0.004	0.004	0.002
Ca	0.922	0.932	0.923	0.921	0.921	0.922	0.924	0.937	0.926	0.927	0.934	0.929
Na	0.050	0.042	0.043	0.047	0.050	0.036	0.038	0.032	0.080	0.033	0.030	0.042
K	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	84.5	89.2	88.3	86.3	89.0	88.1	87.3	88.8	82.5	87.6	86.3	89.4
%Wo	50.724	49.862	49.901	49.904	50.777	49.801	51.087	51.335	50.082	50.668	50.421	49.920
%En	37.873	39.471	40.215	38.561	38.002	41.475	37.344	37.983	33.922	38.233	39.321	41.252
%Fs	11.403	10.667	9.883	11.535	11.222	8.725	11.569	10.682	15.996	11.099	10.258	8.828
%Di	79.064	84.603	83.694	81.156	83.180	84.417	82.972	85.117	74.062	83.719	82.958	85.010
%Hd	15.151	10.616	11.494	13.437	10.838	11.619	12.358	10.998	16.550	12.293	13.581	10.310
%Aeg	5.785	4.781	4.812	5.407	5.982	3.964	4.670	3.885	9.387	3.988	3.461	4.680
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.101	0.083	0.085	0.095	0.099	0.072	0.076	0.063	0.159	0.067	0.061	0.085
Q value	1.736	1.759	1.765	1.746	1.694	1.795	1.698	1.717	1.687	1.725	1.778	1.787
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25
Referência	b1_px3	b1_px4	b1_px4	b1_px5	b1_px5	b1_px5	b1_px6	b1_px6	b1_px6	b1_px7	b1_px8	b1_px8
Sector	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	46.484	41.720	44.607	43.358	48.122	46.612	47.509	45.773	41.945	46.937	43.854	45.005
TiO ₂	3.545	5.638	4.644	4.829	2.811	4.106	3.344	3.776	5.963	3.476	5.119	4.276
Al ₂ O ₃	5.559	9.013	7.993	8.205	4.917	6.037	5.323	6.755	9.423	5.257	8.427	7.934
FeO ^T	5.762	6.866	6.864	6.524	5.070	5.883	6.034	5.637	6.636	5.879	6.557	6.741
MnO	0.130	0.034	0.108	0.095	0.042	0.114	0.148	0.050	0.001	0.125	0.074	0.112
MgO	13.071	11.472	11.586	11.742	14.287	13.129	12.814	13.057	11.123	13.701	11.694	11.954
CaO	23.271	22.829	22.549	23.086	23.412	23.554	23.557	23.185	22.868	23.073	22.999	22.835
K ₂ O	0.006	0.001	0.002	0.003	0.005	n.d.	0.002	0.009	0.006	0.009	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.458	0.483	0.632	0.501	0.339	0.396	0.473	0.418	0.503	0.365	0.478	0.697
Cr ₂ O ₃	0.063	0.054	0.055	0.091	0.248	0.055	0.053	0.092	0.062	0.097	0.069	0.076
Total	98.349	98.110	99.040	98.434	99.253	99.886	99.257	98.752	98.530	98.919	99.271	99.630
Fe ₂ O ₃ calc.	2.644	4.316	2.153	3.637	2.325	2.207	1.767	2.782	2.884	2.732	2.354	3.324
FeO calc.	3.383	2.982	4.927	3.251	2.978	3.897	4.444	3.133	4.041	3.421	4.439	3.750
Total*	98.614	98.542	99.256	98.798	99.486	100.107	99.434	99.031	98.819	99.193	99.507	99.963
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.754	1.591	1.682	1.644	1.790	1.735	1.780	1.719	1.595	1.759	1.651	1.682
Al ^{IV}	0.246	0.405	0.318	0.356	0.210	0.265	0.220	0.281	0.405	0.232	0.349	0.318
Fe ^{3+IV}	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.001	0.000	0.038	0.011	0.005	0.000	0.015	0.018	0.017	0.000	0.025	0.032
Fe ^{3+VI}	0.075	0.120	0.061	0.104	0.065	0.062	0.050	0.079	0.083	0.069	0.067	0.094
Ti	0.101	0.162	0.132	0.138	0.079	0.115	0.094	0.107	0.171	0.098	0.145	0.120
Cr	0.002	0.002	0.002	0.003	0.007	0.002	0.002	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.735	0.652	0.651	0.664	0.792	0.729	0.716	0.731	0.630	0.766	0.656	0.666
Fe ²⁺	0.107	0.095	0.155	0.103	0.093	0.121	0.139	0.098	0.128	0.107	0.140	0.117
Mn	0.004	0.001	0.003	0.003	0.001	0.004	0.005	0.002	0.000	0.004	0.002	0.004
Ca	0.941	0.933	0.911	0.938	0.933	0.939	0.946	0.933	0.932	0.927	0.928	0.915
Na	0.034	0.036	0.046	0.037	0.024	0.029	0.034	0.030	0.037	0.027	0.035	0.051
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	87.3	87.3	80.7	86.6	89.5	85.7	83.7	88.1	83.1	87.7	82.4	85.0
%Wo	50.525	51.676	51.117	51.773	49.516	50.650	50.975	50.631	52.540	49.276	51.745	50.951
%En	39.487	36.132	36.544	36.639	42.044	39.282	38.581	39.674	35.558	40.713	36.608	37.112
%Fs	9.988	12.192	12.339	11.588	8.440	10.068	10.445	9.695	11.902	10.011	11.647	11.938
%Di	83.582	83.177	76.057	82.276	86.998	82.599	80.055	84.859	79.198	84.754	78.758	79.545
%Hd	12.609	12.269	18.547	13.158	10.317	14.161	16.101	11.608	16.144	12.310	17.055	14.423
%Aeg	3.809	4.555	5.396	4.566	2.685	3.240	3.843	3.533	4.658	2.937	4.187	6.032
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.067	0.071	0.092	0.074	0.049	0.057	0.069	0.061	0.074	0.053	0.070	0.101
Q value	1.783	1.680	1.718	1.705	1.818	1.789	1.800	1.762	1.691	1.800	1.724	1.698
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82
Referência	b1_px17	b1_px18	b1_px19	b1_px20	b2_px4	b2_px4	b1_px1	b1_px2	b1_px3	b1_px4	b1_px5	b1_px6
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	M	M	M	M	MF	MF	M	M	M	M	M	M
SiO ₂	47.172	44.723	45.572	41.809	50.312	46.653	51.005	50.890	45.412	45.543	51.764	51.891
TiO ₂	4.032	3.955	4.374	5.898	0.769	3.413	1.528	1.963	3.872	4.205	1.806	1.534
Al ₂ O ₃	5.246	7.778	7.559	9.031	2.305	6.265	1.712	2.313	7.550	7.132	1.931	1.442
FeO ^T	6.021	7.206	6.303	7.607	11.013	5.601	6.195	4.859	5.923	6.096	4.670	4.961
MnO	0.133	0.083	0.087	0.107	0.440	0.039	0.172	0.137	0.133	0.106	0.159	0.155
MgO	12.805	11.981	12.807	10.754	10.756	13.414	14.639	15.200	12.544	12.679	15.401	15.452
CaO	23.161	22.683	23.065	22.084	21.240	22.636	23.363	23.948	23.652	23.884	24.100	24.188
K ₂ O	0.029	0.022	0.011	0.098	0.004	n.d.	0.030	0.009	0.002	0.032	n.d.	0.009
Na ₂ O	0.443	0.612	0.434	0.687	1.374	0.402	0.774	0.600	0.633	0.546	0.557	0.588
Cr ₂ O ₃	0.086	0.175	0.025	0.086	0.120	0.216	n.d.	0.011	n.d.	0.041	n.d.	0.063
Total	99.128	99.218	100.237	98.161	98.333	98.639	99.418	99.930	99.721	100.264	100.388	100.283
Fe ₂ O ₃ calc.	0.851	3.977	2.657	3.741	3.751	1.736	4.127	3.297	4.310	4.217	2.470	3.309
FeO calc.	5.255	3.627	3.912	4.241	7.638	4.039	2.482	1.892	2.045	2.302	2.447	1.984
Total*	99.213	99.616	100.503	98.536	98.709	98.813	99.831	100.260	100.153	100.686	100.635	100.614
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.773	1.680	1.691	1.599	1.921	1.752	1.891	1.871	1.689	1.688	1.894	1.901
Al ^{IV}	0.227	0.320	0.309	0.401	0.079	0.248	0.075	0.100	0.311	0.312	0.083	0.062
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.034	0.028	0.000	0.000	0.022	0.037
Al ^{VI}	0.006	0.024	0.022	0.007	0.025	0.029	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000	0.000
Fe ^{3+VI}	0.024	0.112	0.074	0.108	0.108	0.049	0.081	0.063	0.121	0.117	0.046	0.055
Ti	0.114	0.112	0.122	0.170	0.022	0.096	0.043	0.054	0.108	0.117	0.050	0.042
Cr	0.003	0.005	0.001	0.003	0.004	0.006	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.718	0.671	0.708	0.613	0.612	0.751	0.809	0.833	0.695	0.701	0.840	0.844
Fe ²⁺	0.165	0.114	0.121	0.136	0.244	0.127	0.077	0.058	0.064	0.071	0.075	0.061
Mn	0.004	0.003	0.003	0.003	0.014	0.001	0.005	0.004	0.004	0.003	0.005	0.005
Ca	0.933	0.913	0.917	0.905	0.869	0.911	0.928	0.944	0.942	0.948	0.945	0.949
Na	0.032	0.045	0.031	0.051	0.102	0.029	0.056	0.043	0.046	0.039	0.040	0.042
K	0.001	0.001	0.001	0.005	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Mg#	81.3	85.5	85.4	81.9	71.5	85.5	91.3	93.5	91.6	90.8	91.8	93.3
%Wo	50.589	50.358	50.280	51.276	47.043	49.529	47.970	48.875	51.604	51.510	48.885	48.685
%En	38.916	37.009	38.845	34.742	33.147	40.838	41.822	43.163	38.080	38.047	43.467	43.274
%Fs	10.495	12.633	10.875	13.983	19.810	9.633	10.208	7.961	10.316	10.443	7.649	8.041
%Di	78.056	80.631	82.014	76.338	62.983	82.676	85.431	88.787	85.978	86.014	87.562	88.714
%Hd	18.432	14.012	14.371	17.319	26.553	14.101	8.694	6.655	8.379	9.169	8.320	6.895
%Aeg	3.512	5.357	3.615	6.343	10.464	3.222	5.875	4.558	5.643	4.817	4.119	4.391
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.065	0.089	0.062	0.102	0.203	0.059	0.111	0.086	0.091	0.078	0.079	0.084
Q value	1.816	1.698	1.747	1.654	1.725	1.788	1.814	1.835	1.701	1.720	1.860	1.854
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82
Referência	b2_px4	b2_px4	b2_px5	b2_px5	b2_px7	b2_px7	b2_px7	b2_px9	b2_px10	b2_px11	b2_px12	b2_px13
Sector	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	M	M	M	M	M
SiO ₂	45.905	45.978	50.989	47.017	42.701	46.351	48.189	44.161	46.608	47.145	46.877	44.237
TiO ₂	3.944	4.169	1.320	3.060	5.087	3.547	2.867	5.111	4.109	3.417	3.850	5.185
Al ₂ O ₃	6.376	5.608	2.063	4.995	9.022	6.226	4.049	7.908	6.264	5.835	6.628	8.697
FeO ^T	6.695	5.775	11.125	5.442	6.812	6.587	5.351	6.468	6.350	6.053	6.286	6.286
MnO	0.069	0.095	0.620	0.104	0.067	0.086	0.126	0.087	0.087	0.029	0.097	0.039
MgO	12.351	13.518	10.689	13.843	11.867	13.116	13.314	11.925	13.034	13.760	13.060	12.168
CaO	23.690	23.795	21.052	24.107	23.659	23.295	25.741	23.924	23.691	23.572	23.232	23.586
K ₂ O	0.004	n.d.	n.d.	0.006	0.003	0.003	0.023	0.018	0.025	0.026	0.008	0.017
Na ₂ O	0.768	0.616	2.261	0.541	0.556	0.681	0.696	0.598	0.416	0.466	0.677	0.545
Cr ₂ O ₃	0.010	0.011	0.002	0.036	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.027	n.d.	0.083
Total	99.812	99.565	100.121	99.151	99.774	99.892	100.356	100.200	100.584	100.330	100.715	100.843
Fe ₂ O ₃ calc.	4.743	5.093	6.785	5.182	5.888	4.948	5.876	4.323	2.893	4.005	3.420	3.616
FeO calc.	2.427	1.192	5.020	0.779	1.514	2.135	0.063	2.578	3.747	2.449	3.209	3.032
Total*	100.287	100.075	100.801	99.670	100.364	100.388	100.945	100.633	100.874	100.731	101.058	101.205
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.711	1.711	1.904	1.751	1.596	1.720	1.776	1.645	1.724	1.740	1.726	1.635
Al ^{IV}	0.280	0.246	0.091	0.219	0.397	0.272	0.176	0.347	0.273	0.254	0.274	0.365
Fe ^{3+IV}	0.009	0.043	0.005	0.030	0.007	0.007	0.048	0.008	0.003	0.007	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.014
Fe ^{3+VI}	0.124	0.100	0.185	0.116	0.159	0.131	0.115	0.113	0.078	0.105	0.095	0.101
Ti	0.111	0.117	0.037	0.086	0.143	0.099	0.079	0.143	0.114	0.095	0.107	0.144
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.686	0.750	0.595	0.769	0.661	0.726	0.732	0.662	0.719	0.757	0.717	0.670
Fe ²⁺	0.076	0.037	0.157	0.024	0.047	0.066	0.002	0.080	0.116	0.076	0.099	0.094
Mn	0.002	0.003	0.020	0.003	0.002	0.003	0.004	0.003	0.003	0.001	0.003	0.001
Ca	0.946	0.949	0.842	0.962	0.947	0.926	1.017	0.955	0.939	0.932	0.917	0.934
Na	0.055	0.044	0.164	0.039	0.040	0.049	0.050	0.043	0.030	0.033	0.048	0.039
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001
Mg#	90.1	95.3	79.1	96.9	93.3	91.6	99.7	89.2	86.1	90.9	87.9	87.7
%Wo	51.327	50.427	46.680	50.541	51.951	49.825	53.028	52.426	50.566	49.662	50.083	51.890
%En	37.233	39.861	32.978	40.381	36.257	39.033	38.163	36.360	38.708	40.336	39.174	37.248
%Fs	11.440	9.712	20.342	9.078	11.792	11.142	8.809	11.214	10.726	10.002	10.743	10.862
%Di	83.733	89.868	63.632	92.025	88.050	86.017	92.934	83.989	82.880	87.330	82.681	83.342
%Hd	9.495	4.806	18.862	3.297	6.584	8.174	0.748	10.533	13.680	8.824	11.745	11.803
%Aeg	6.772	5.326	17.506	4.677	5.365	5.809	6.318	5.478	3.440	3.847	5.574	4.855
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.111	0.089	0.327	0.078	0.081	0.098	0.099	0.086	0.060	0.067	0.097	0.078
Q value	1.708	1.736	1.594	1.755	1.656	1.718	1.750	1.697	1.774	1.764	1.733	1.698
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-174	CY-174	CY-174	CY-174	CY-174	CY-174	CY-174	CY-174
Referência	b2_px14	b2_px15	b2_px16	b2_px18	b1_px5	b1_px5	b1_px5	b1_px6	b1_px7	b1_px8	b1_px9	b1_px10
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	M	M	M	M	MF	MF	MF	M	M	M	M	M
SiO ₂	45.658	45.568	48.570	44.510	41.461	50.659	40.800	45.936	40.978	45.209	46.423	44.486
TiO ₂	4.875	4.719	3.242	4.941	5.856	0.921	6.130	3.707	5.585	4.516	3.710	4.433
Al ₂ O ₃	6.907	8.055	3.995	6.670	9.761	2.949	10.311	6.217	10.076	7.658	5.863	7.585
FeO ^T	7.135	6.568	5.472	6.831	7.407	10.406	7.579	6.517	8.082	6.882	6.698	7.352
MnO	0.114	0.185	0.131	0.114	0.108	0.434	0.030	0.097	0.139	0.074	0.096	0.107
MgO	12.140	11.193	14.145	12.241	10.948	10.879	10.465	12.842	10.889	12.171	13.253	11.727
CaO	23.579	21.573	23.892	23.811	23.229	21.486	23.324	23.421	23.235	23.548	23.500	23.478
K ₂ O	0.025	0.081	0.027	0.030	n.d.	0.006	0.002	0.032	0.009	0.010	0.010	n.d.
Na ₂ O	0.568	0.846	0.599	0.635	0.624	1.700	0.592	0.446	0.527	0.500	0.420	0.526
Cr ₂ O ₃	0.066	0.020	n.d.	n.d.	0.106	0.118	0.150	0.055	0.053	0.099	0.057	0.074
Total	101.067	98.808	100.073	99.783	99.500	99.558	99.383	99.270	99.573	100.667	100.030	99.768
Fe ₂ O ₃ calc.	3.145	0.000	3.663	5.160	5.382	4.737	5.110	3.798	6.502	3.391	4.066	4.115
FeO calc.	4.305	6.568	2.176	2.188	2.564	6.143	2.981	3.099	2.231	3.831	3.039	3.650
Total*	101.382	98.808	100.440	100.300	100.039	100.033	99.895	99.651	100.224	101.007	100.437	100.180
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.690	1.722	1.794	1.665	1.562	1.902	1.543	1.721	1.544	1.676	1.726	1.667
Al ^{IV}	0.301	0.278	0.174	0.294	0.433	0.098	0.457	0.275	0.448	0.324	0.257	0.333
Fe ^{3+IV}	0.009	0.000	0.032	0.041	0.004	0.000	0.000	0.005	0.008	0.000	0.018	0.000
Al ^{VI}	0.000	0.081	0.000	0.000	0.000	0.033	0.002	0.000	0.000	0.011	0.000	0.003
Fe ^{3+VI}	0.079	0.000	0.070	0.104	0.148	0.134	0.145	0.102	0.176	0.095	0.096	0.116
Ti	0.136	0.134	0.090	0.139	0.166	0.026	0.174	0.104	0.158	0.126	0.104	0.125
Cr	0.002	0.001	0.000	0.000	0.003	0.004	0.004	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.670	0.631	0.779	0.683	0.615	0.609	0.590	0.717	0.612	0.673	0.734	0.655
Fe ²⁺	0.133	0.208	0.067	0.068	0.081	0.193	0.094	0.097	0.070	0.119	0.094	0.114
Mn	0.004	0.006	0.004	0.004	0.003	0.014	0.001	0.003	0.004	0.002	0.003	0.003
Ca	0.935	0.874	0.946	0.954	0.938	0.864	0.945	0.940	0.938	0.935	0.936	0.943
Na	0.041	0.062	0.043	0.046	0.046	0.124	0.043	0.032	0.039	0.036	0.030	0.038
K	0.001	0.004	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	83.4	75.2	92.1	90.9	88.4	75.9	86.2	88.1	89.7	85.0	88.6	85.1
%Wo	51.114	50.856	49.829	51.466	52.401	47.653	53.221	50.419	51.859	51.288	49.742	51.466
%En	36.617	36.714	41.047	36.814	34.364	33.572	33.226	38.466	33.816	36.884	39.032	35.769
%Fs	12.268	12.430	9.124	11.719	13.235	18.775	13.553	11.116	14.325	11.827	11.227	12.765
%Di	79.045	69.596	87.211	85.249	82.568	64.822	80.972	84.398	84.377	81.073	85.180	80.769
%Hd	16.145	23.563	7.986	9.000	11.312	22.004	13.070	11.789	10.312	14.596	11.309	14.520
%Aeg	4.810	6.841	4.803	5.752	6.121	13.174	5.957	3.812	5.311	4.332	3.511	4.712
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.082	0.124	0.086	0.092	0.091	0.248	0.087	0.065	0.077	0.072	0.061	0.076
Q value	1.738	1.712	1.792	1.705	1.634	1.666	1.629	1.754	1.620	1.727	1.765	1.713
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-174	CY-174	CY-174	CY-174	CY-174	CY-174	CY-174	CY-174	CY-174	CY-174	CY-174	CY-174
Referência	b2_px5	b2_px5	b2_px5	b2_px6	b2_px6	b2_px6	b2_px7	b2_px7	b2_px7	b2_px8	b2_px9	b2_px10
Sector	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	M	M	M
SiO ₂	43.208	48.223	42.959	39.684	46.158	45.116	45.236	47.576	42.780	46.118	43.347	45.625
TiO ₂	4.808	3.219	4.930	7.166	3.708	4.286	3.465	2.920	5.090	3.593	4.381	3.729
Al ₂ O ₃	8.808	4.750	8.812	10.612	6.362	6.890	6.163	5.511	9.053	5.920	8.309	6.373
FeO ^T	7.303	5.178	7.387	8.088	6.567	7.950	6.301	5.811	7.202	6.614	6.671	6.641
MnO	0.125	0.129	0.090	0.061	0.054	0.193	0.094	0.126	0.077	0.069	0.061	0.088
MgO	11.626	13.971	11.421	10.080	12.707	11.312	13.122	13.705	11.525	13.111	12.153	13.073
CaO	23.105	23.640	22.986	23.131	23.517	23.334	23.682	23.658	23.171	23.490	23.509	23.390
K ₂ O	0.010	n.d.	0.030	0.004	n.d.	0.022	n.d.	n.d.	0.003	0.019	0.002	0.007
Na ₂ O	0.570	0.702	0.544	0.650	0.460	0.692	0.456	0.439	0.568	0.421	0.514	0.470
Cr ₂ O ₃	0.085	0.041	0.090	0.031	0.078	0.083	0.060	0.100	0.095	0.065	0.055	0.086
Total	99.648	99.853	99.249	99.507	99.611	99.878	98.579	99.846	99.564	99.420	99.002	99.482
Fe ₂ O ₃ calc.	4.934	3.554	4.555	5.427	3.342	4.089	5.596	3.556	4.914	4.205	5.705	4.769
FeO calc.	2.864	1.980	3.289	3.205	3.560	4.271	1.266	2.612	2.780	2.831	1.538	2.349
Total*	100.142	100.209	99.705	100.051	99.946	100.288	99.140	100.202	100.056	99.841	99.574	99.960
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.620	1.782	1.619	1.505	1.724	1.693	1.702	1.763	1.606	1.724	1.629	1.704
Al ^{IV}	0.380	0.207	0.381	0.474	0.276	0.305	0.273	0.237	0.394	0.261	0.368	0.281
Fe ^{3+IV}	0.000	0.011	0.000	0.021	0.000	0.002	0.025	0.000	0.000	0.015	0.003	0.016
Al ^{VI}	0.009	0.000	0.011	0.000	0.004	0.000	0.000	0.004	0.007	0.000	0.000	0.000
Fe ^{3+VI}	0.139	0.088	0.129	0.134	0.094	0.114	0.134	0.099	0.139	0.103	0.159	0.118
Ti	0.136	0.089	0.140	0.204	0.104	0.121	0.098	0.081	0.144	0.101	0.124	0.105
Cr	0.003	0.001	0.003	0.001	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002	0.003
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.650	0.770	0.642	0.570	0.708	0.633	0.736	0.757	0.645	0.731	0.681	0.728
Fe ²⁺	0.090	0.061	0.104	0.102	0.111	0.134	0.040	0.081	0.087	0.089	0.048	0.073
Mn	0.004	0.004	0.003	0.002	0.002	0.006	0.003	0.004	0.002	0.002	0.002	0.003
Ca	0.928	0.936	0.928	0.940	0.941	0.938	0.955	0.939	0.932	0.941	0.947	0.936
Na	0.041	0.050	0.040	0.048	0.033	0.050	0.033	0.032	0.041	0.031	0.037	0.034
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg#	87.9	92.6	86.1	84.9	86.4	82.5	94.9	90.3	88.1	89.2	93.4	90.8
%Wo	51.253	50.061	51.407	53.153	50.720	51.361	50.460	49.951	51.618	50.032	51.471	49.944
%En	35.883	41.165	35.539	32.229	38.132	34.644	38.903	40.262	35.723	38.856	37.023	38.840
%Fs	12.864	8.775	13.054	14.618	11.147	13.995	10.638	9.787	12.659	11.112	11.506	11.217
%Di	82.778	86.948	81.436	79.009	82.874	76.860	90.631	86.672	83.110	85.773	88.586	86.851
%Hd	11.944	7.370	13.519	14.365	13.224	17.025	5.273	9.718	11.563	10.645	6.541	9.088
%Aeg	5.278	5.682	5.045	6.626	3.902	6.115	4.096	3.611	5.327	3.582	4.873	4.061
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.083	0.101	0.080	0.096	0.067	0.101	0.067	0.063	0.083	0.061	0.075	0.068
Q value	1.668	1.767	1.674	1.611	1.760	1.705	1.730	1.777	1.664	1.760	1.676	1.737
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

CLINOPIROXENITOS												
Amostra	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55
Referência	b2_px1	b2_px1	b2_px2	b2_px3	b3_px1	b3_px1	b3_px1	b3_px2	b3_px2	b3_px2	b3_px3	b3_px3
Sector	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	46.196	45.953	45.594	46.615	47.618	47.835	45.670	48.753	49.516	47.165	46.282	47.280
TiO ₂	2.848	3.229	3.547	2.890	2.504	2.603	3.450	1.987	1.907	2.221	2.792	2.632
Al ₂ O ₃	6.230	6.667	6.658	5.897	5.709	5.541	6.896	4.645	4.273	5.047	6.197	5.522
FeO ^T	8.270	7.854	7.596	8.329	7.665	7.700	8.025	7.353	6.894	7.655	8.388	7.723
MnO	0.141	0.099	0.100	0.122	0.153	0.125	0.116	0.129	0.138	0.166	0.126	0.124
MgO	12.016	12.068	12.070	12.045	12.302	12.336	11.638	12.713	13.315	12.331	11.700	12.319
CaO	22.712	22.847	22.757	22.652	22.893	22.831	22.781	22.975	23.021	22.601	22.631	22.777
K ₂ O	0.001	0.001	0.038	n.d.	0.001	0.005	n.d.	0.003	0.003	0.001	n.d.	0.007
Na ₂ O	1.047	1.006	1.114	1.181	0.981	1.015	0.997	1.026	0.895	1.052	1.113	1.000
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.020	0.010	0.052	0.007	n.d.	n.d.
Total	99.461	99.734	99.474	99.731	99.826	99.991	99.593	99.594	100.014	98.246	99.229	99.384
Fe ₂ O ₃ calc.	6.655	6.171	6.603	6.759	4.934	4.722	5.540	4.738	3.888	5.830	6.306	5.274
FeO calc.	2.282	2.301	1.655	2.247	3.225	3.451	3.040	3.089	3.396	2.409	2.714	2.977
Total*	100.128	100.352	100.136	100.408	100.320	100.464	100.148	100.069	100.403	98.830	99.861	99.912
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.727	1.713	1.702	1.737	1.771	1.777	1.709	1.813	1.831	1.780	1.736	1.767
Al ^{IV}	0.273	0.287	0.293	0.259	0.229	0.223	0.291	0.187	0.169	0.220	0.264	0.233
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.005	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.002	0.006	0.000	0.000	0.021	0.019	0.013	0.017	0.017	0.005	0.010	0.010
Fe ^{3+VI}	0.187	0.173	0.181	0.186	0.138	0.132	0.156	0.133	0.108	0.166	0.178	0.148
Ti	0.080	0.091	0.100	0.081	0.070	0.073	0.097	0.056	0.053	0.063	0.079	0.074
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.670	0.671	0.672	0.669	0.682	0.683	0.649	0.705	0.734	0.694	0.654	0.686
Fe ²⁺	0.071	0.072	0.052	0.070	0.100	0.107	0.095	0.096	0.105	0.076	0.085	0.093
Mn	0.004	0.003	0.003	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.004	0.004
Ca	0.910	0.912	0.910	0.905	0.912	0.909	0.913	0.916	0.912	0.914	0.909	0.912
Na	0.076	0.073	0.081	0.085	0.071	0.073	0.072	0.074	0.064	0.077	0.081	0.072
K	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	90.4	90.3	92.9	90.5	87.2	86.4	87.2	88.0	87.5	90.1	88.5	88.1
%Wo	49.376	49.833	49.950	49.234	49.645	49.520	50.256	49.403	48.942	49.278	49.676	49.468
%En	36.348	36.625	36.862	36.426	37.119	37.229	35.723	38.036	39.386	37.409	35.734	37.227
%Fs	14.276	13.542	13.187	14.340	13.236	13.250	14.021	12.561	11.672	13.314	14.590	13.305
%Di	81.531	81.964	83.219	80.781	79.501	78.759	79.138	80.189	80.881	81.420	79.368	80.200
%Hd	9.230	9.149	6.792	8.918	12.254	12.813	12.045	11.394	12.048	9.546	10.813	11.332
%Aeg	9.239	8.886	9.989	10.301	8.245	8.428	8.817	8.417	7.071	9.034	9.820	8.467
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.152	0.145	0.161	0.171	0.141	0.146	0.145	0.148	0.128	0.154	0.162	0.145
Q value	1.651	1.655	1.634	1.644	1.695	1.699	1.658	1.716	1.751	1.684	1.649	1.691
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

CLINOPIROXENITOS (cont.)												
Amostra	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-245	CY-245	CY-245
Referência	b3_px3	b4_px1	b4_px1	b4_px1	b4_px2	b4_px2	b4_px2	b4_px2	b4_px2	b1_px1	b1_px1	b1_px1
Sector	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	50.984	46.666	46.641	47.918	48.528	46.041	46.410	46.715	47.032	46.033	45.213	45.206
TiO ₂	1.199	2.563	2.869	2.255	1.828	2.756	2.947	2.609	2.636	3.287	3.663	3.732
Al ₂ O ₃	3.739	5.573	5.816	4.840	4.379	6.373	5.908	5.659	5.668	6.940	7.522	7.678
FeO ^T	6.001	7.821	7.733	7.332	7.483	8.530	7.750	7.692	7.943	7.812	7.141	7.351
MnO	0.116	0.123	0.182	0.128	0.128	0.091	0.120	0.173	0.147	0.084	0.088	0.086
MgO	13.778	12.379	12.262	13.016	13.236	11.840	12.296	12.557	12.399	12.028	12.243	12.166
CaO	23.125	22.653	22.732	22.991	23.116	22.554	22.874	22.849	23.206	22.830	23.080	23.098
K ₂ O	0.004	0.004	n.d.	n.d.	0.002	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.010	0.005
Na ₂ O	0.956	1.035	0.960	0.975	0.863	1.062	0.990	0.977	0.980	0.905	0.844	0.855
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.057	n.d.	0.015	0.005	0.007	0.037	n.d.	0.025	n.d.	n.d.	0.042
Total	99.902	98.874	99.195	99.470	99.568	99.255	99.332	99.231	100.036	99.919	99.804	100.219
Fe ₂ O ₃ calc.	3.010	6.379	5.556	5.906	5.733	6.689	6.158	6.500	6.512	5.316	5.790	5.875
FeO calc.	3.292	2.081	2.734	2.018	2.324	2.511	2.209	1.843	2.083	3.028	1.931	2.065
Total*	100.204	99.513	99.752	100.062	100.142	99.925	99.949	99.882	100.688	100.452	100.384	100.808
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.878	1.751	1.747	1.783	1.804	1.726	1.736	1.746	1.746	1.714	1.682	1.676
Al ^{IV}	0.122	0.246	0.253	0.212	0.192	0.274	0.260	0.249	0.248	0.286	0.318	0.324
Fe ^{3+IV}	0.000	0.002	0.000	0.005	0.004	0.000	0.004	0.005	0.006	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.040	0.000	0.004	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.018	0.012	0.012
Fe ^{3+VI}	0.083	0.178	0.157	0.161	0.156	0.189	0.169	0.178	0.176	0.149	0.162	0.164
Ti	0.033	0.072	0.081	0.063	0.051	0.078	0.083	0.073	0.074	0.092	0.102	0.104
Cr	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.757	0.693	0.685	0.722	0.733	0.662	0.686	0.700	0.686	0.668	0.679	0.673
Fe ²⁺	0.101	0.065	0.086	0.063	0.072	0.079	0.069	0.058	0.065	0.094	0.060	0.064
Mn	0.004	0.004	0.006	0.004	0.004	0.003	0.004	0.005	0.005	0.003	0.003	0.003
Ca	0.913	0.911	0.912	0.917	0.921	0.906	0.917	0.915	0.923	0.911	0.920	0.918
Na	0.068	0.075	0.070	0.070	0.062	0.077	0.072	0.071	0.071	0.065	0.061	0.061
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	88.2	91.4	88.9	92.0	91.0	89.4	90.8	92.4	91.4	87.6	91.9	91.3
%Wo	49.127	49.161	49.446	48.995	48.691	49.290	49.589	49.178	49.613	49.924	50.439	50.398
%En	40.727	37.380	37.111	38.594	38.792	36.003	37.090	37.605	36.884	36.597	37.228	36.935
%Fs	10.146	13.459	13.442	12.411	12.516	14.708	13.320	13.217	13.503	13.479	12.333	12.668
%Di	81.362	82.734	80.950	84.035	84.118	80.645	82.574	83.938	83.072	80.446	84.587	83.989
%Hd	11.296	8.269	10.807	7.778	8.748	9.947	8.779	7.568	8.389	11.682	7.829	8.334
%Aeg	7.342	8.997	8.243	8.187	7.133	9.408	8.647	8.494	8.539	7.872	7.584	7.677
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.137	0.151	0.139	0.141	0.124	0.154	0.144	0.142	0.141	0.131	0.122	0.123
Q value	1.771	1.669	1.683	1.701	1.726	1.646	1.671	1.672	1.674	1.673	1.659	1.654
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

CLINOPIROXENITOS (cont.)												
Amostra	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245
Referência	b1_px2	b1_px2	b1_px2	b1_px3	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px3	b2_px3	b2_px3	b3_px2	b3_px2
Sector	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	44.125	44.665	45.165	44.178	44.599	44.699	44.301	45.890	43.568	45.246	47.281	44.557
TiO ₂	4.236	3.791	3.825	3.966	3.791	3.659	3.633	3.409	4.106	3.680	2.822	3.811
Al ₂ O ₃	8.144	7.653	7.581	7.998	7.777	7.385	7.356	6.702	8.868	7.296	6.022	7.547
FeO ^T	7.602	7.520	7.569	7.655	7.191	7.113	7.686	7.092	7.027	7.550	6.824	7.426
MnO	0.075	0.130	0.029	0.102	0.092	0.064	0.047	0.061	0.082	0.085	0.077	0.066
MgO	11.654	11.757	11.728	11.538	12.195	12.336	12.032	12.341	11.794	12.031	12.843	11.720
CaO	23.294	23.154	23.383	23.167	22.744	23.024	22.728	23.346	23.031	23.056	23.319	23.114
K ₂ O	0.014	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	0.011	0.008	n.d.	0.013	0.002	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.825	0.786	0.805	0.781	0.775	0.798	0.840	0.753	0.730	0.835	0.788	0.807
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0.044	n.d.	n.d.	0.020	0.020	n.d.	n.d.	0.027	0.005	n.d.
Total	99.969	99.456	100.131	99.385	99.164	99.109	98.651	99.594	99.219	99.808	99.981	99.048
Fe ₂ O ₃ calc.	6.215	5.669	5.285	5.819	5.575	6.290	6.645	5.130	5.864	5.653	4.724	5.594
FeO calc.	2.010	2.419	2.814	2.419	2.174	1.453	1.707	2.476	1.751	2.463	2.573	2.393
Total*	100.592	100.024	100.660	99.968	99.723	99.739	99.317	100.108	99.806	100.374	100.454	99.608
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.645	1.673	1.681	1.658	1.671	1.674	1.670	1.712	1.633	1.687	1.752	1.675
Al ^{IV}	0.355	0.327	0.319	0.342	0.329	0.326	0.327	0.288	0.367	0.313	0.248	0.325
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.003	0.011	0.014	0.011	0.014	0.000	0.000	0.007	0.024	0.008	0.015	0.010
Fe ^{3+VI}	0.174	0.160	0.148	0.164	0.157	0.177	0.185	0.144	0.165	0.159	0.132	0.158
Ti	0.119	0.107	0.107	0.112	0.107	0.103	0.103	0.096	0.116	0.103	0.079	0.108
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.648	0.656	0.651	0.645	0.681	0.689	0.676	0.686	0.659	0.669	0.710	0.657
Fe ²⁺	0.063	0.076	0.088	0.076	0.068	0.046	0.054	0.077	0.055	0.077	0.080	0.075
Mn	0.002	0.004	0.001	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002
Ca	0.931	0.929	0.933	0.931	0.913	0.924	0.918	0.933	0.925	0.921	0.926	0.931
Na	0.060	0.057	0.058	0.057	0.056	0.058	0.061	0.054	0.053	0.060	0.057	0.059
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg#	91.2	89.7	88.1	89.5	90.9	93.8	92.6	89.9	92.3	89.7	89.9	89.7
%Wo	51.193	50.905	51.242	51.168	50.099	50.281	49.945	50.641	51.190	50.389	50.067	51.058
%En	35.636	35.965	35.761	35.457	37.377	37.484	36.789	37.247	36.474	36.585	38.367	36.022
%Fs	13.171	13.131	12.997	13.375	12.524	12.235	13.265	12.112	12.335	13.026	11.567	12.919
%Di	83.859	82.737	81.614	82.598	84.249	86.718	85.282	83.701	85.636	82.703	83.641	82.831
%Hd	8.420	10.070	11.100	10.131	8.787	5.986	6.975	9.657	7.470	9.831	9.685	9.751
%Aeg	7.721	7.194	7.286	7.272	6.963	7.296	7.743	6.642	6.894	7.465	6.674	7.418
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.119	0.114	0.116	0.114	0.113	0.116	0.123	0.109	0.106	0.121	0.113	0.118
Q value	1.641	1.661	1.671	1.653	1.662	1.658	1.648	1.697	1.638	1.667	1.715	1.663
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

Amostra	CLINOPIROXENITOS (cont.)						MELTEIGITO				
	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202
Referência	b3_px2	b3_px3	b3_px4	b3_px4	b3_px4	b3_px4	b1_px7	b1_px7	b3_px1	b3_px1	b3_px1
Sector	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	bordo	*6	*7	*4	*5	*6
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	45.058	44.705	44.327	44.273	44.859	45.592	41.466	40.687	39.978	43.037	41.581
TiO ₂	3.595	3.570	3.881	4.022	3.959	3.576	4.664	5.433	5.819	4.293	4.375
Al ₂ O ₃	7.348	7.519	7.957	8.059	8.044	7.273	9.483	10.104	10.842	8.115	9.259
FeO ^T	7.646	7.718	7.523	7.571	7.538	7.841	6.407	6.553	6.632	5.962	7.540
MnO	0.087	0.100	0.087	0.060	0.086	0.108	0.060	0.095	0.101	0.072	0.155
MgO	11.835	11.626	11.674	11.656	11.709	11.686	12.354	11.474	11.294	12.764	12.080
CaO	23.119	22.780	23.159	23.118	23.170	22.922	23.173	23.067	23.106	23.176	22.766
K ₂ O	n.d.	0.007	0.010	0.010	0.001	0.001	0.004	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.857	0.863	0.795	0.755	0.787	0.928	0.611	0.730	0.652	0.537	0.674
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.022	n.d.	n.d.	n.d.	0.007	n.d.	0.020	n.d.	n.d.	0.040
Total	99.545	98.910	99.413	99.524	100.153	99.934	98.222	98.163	98.424	97.956	98.470
Fe ₂ O ₃ calc.	5.905	5.651	5.906	5.560	5.150	5.248	7.120	7.227	7.175	6.277	8.380
FeO calc.	2.333	2.633	2.209	2.568	2.904	3.119	0.000	0.050	0.176	0.314	0.000
Total*	100.137	99.476	100.005	100.081	100.669	100.460	98.935	98.887	99.143	98.585	99.310
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões											
Si	1.685	1.683	1.661	1.658	1.669	1.700	1.565	1.543	1.514	1.627	1.570
Al ^{IV}	0.315	0.317	0.339	0.342	0.331	0.300	0.422	0.452	0.484	0.362	0.412
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.006	0.002	0.011	0.018
Al ^{VI}	0.009	0.017	0.012	0.014	0.022	0.019	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ^{3+VI}	0.166	0.160	0.167	0.157	0.144	0.147	0.193	0.200	0.202	0.168	0.225
Ti	0.101	0.101	0.109	0.113	0.111	0.100	0.132	0.155	0.166	0.122	0.124
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.660	0.653	0.652	0.651	0.649	0.650	0.695	0.649	0.638	0.720	0.680
Fe ²⁺	0.073	0.083	0.069	0.080	0.090	0.097	0.000	0.002	0.006	0.010	0.000
Mn	0.003	0.003	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.005
Ca	0.926	0.919	0.930	0.928	0.924	0.916	0.937	0.937	0.938	0.939	0.921
Na	0.062	0.063	0.058	0.055	0.057	0.067	0.045	0.054	0.048	0.039	0.049
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	90.0	88.7	90.4	89.0	87.8	87.0	100.0	99.8	99.1	98.6	100.0
%Wo	50.674	50.555	51.075	51.041	51.020	50.503	50.921	52.162	52.422	50.773	49.809
%En	36.094	35.900	35.823	35.807	35.874	35.825	37.772	36.102	35.652	38.907	36.774
%Fs	13.232	13.545	13.102	13.152	13.106	13.673	11.307	11.736	11.926	10.320	13.417
%Di	82.717	81.402	83.407	82.592	81.253	79.476	93.713	91.752	91.836	93.308	92.605
%Hd	9.492	10.739	9.206	10.451	11.644	12.316	0.259	0.656	1.268	1.586	0.675
%Aeg	7.790	7.859	7.387	6.958	7.103	8.208	6.028	7.592	6.895	5.106	6.720
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)											
J value	0.124	0.126	0.116	0.110	0.114	0.134	0.089	0.107	0.096	0.079	0.099
Q value	1.659	1.655	1.651	1.659	1.664	1.662	1.632	1.587	1.581	1.668	1.601
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

Amostra	MELTEIGITO (cont.)									
	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202
Referência	b3_px1	b3_px2	b3_px2	b3_px3	b3_px3	b3_px3	b3_px3	b3_px4	b3_px9	b3_px7
Sector	*7	*6	*7	*4	*5	*6	*7	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	41.745	40.544	44.942	43.414	41.491	43.137	42.427	43.780	42.190	42.649
TiO ₂	4.420	4.997	2.797	3.400	4.376	3.938	4.439	3.937	4.668	4.211
Al ₂ O ₃	9.477	10.203	7.265	7.944	9.443	7.457	8.812	8.011	9.072	8.609
FeO ^T	6.592	7.943	8.189	8.740	9.693	7.298	6.819	6.475	6.479	6.254
MnO	0.077	0.132	0.165	0.153	0.165	0.111	0.128	0.113	0.051	0.120
MgO	11.944	10.741	12.143	11.107	9.940	12.180	11.859	12.216	12.019	12.231
CaO	23.149	22.525	22.101	22.560	22.166	22.993	22.976	23.008	22.936	23.167
K ₂ O	0.002	0.001	n.d.	0.002	n.d.	0.004	0.004	0.001	0.001	0.004
Na ₂ O	0.657	0.855	0.974	0.884	1.052	0.723	0.763	0.748	0.756	0.708
Cr ₂ O ₃	0.028	0.005	0.058	0.007	0.035	n.d.	0.038	n.d.	n.d.	0.035
Total	98.091	97.946	98.634	98.211	98.361	97.841	98.265	98.289	98.172	97.988
Fe ₂ O ₃ calc.	7.326	7.863	7.311	7.482	8.121	7.582	7.058	6.028	6.893	6.950
FeO calc.	0.000	0.868	1.610	2.007	2.386	0.476	0.468	1.051	0.277	0.000
Total*	98.825	98.734	99.367	98.961	99.175	98.601	98.972	98.893	98.863	98.684
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 cátions										
Si	1.579	1.546	1.691	1.650	1.584	1.639	1.604	1.652	1.595	1.613
Al ^{IV}	0.421	0.454	0.309	0.350	0.416	0.334	0.393	0.348	0.404	0.384
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.027	0.003	0.000	0.001	0.003
Al ^{VI}	0.002	0.005	0.013	0.006	0.009	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000
Fe ^{3+VI}	0.212	0.226	0.207	0.214	0.233	0.190	0.198	0.171	0.195	0.198
Ti	0.126	0.143	0.079	0.097	0.126	0.113	0.126	0.112	0.133	0.120
Cr	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.674	0.611	0.681	0.629	0.566	0.690	0.669	0.687	0.677	0.690
Fe ²⁺	0.000	0.028	0.051	0.064	0.076	0.015	0.015	0.033	0.009	0.000
Mn	0.002	0.004	0.005	0.005	0.005	0.004	0.004	0.004	0.002	0.004
Ca	0.938	0.920	0.891	0.919	0.907	0.936	0.931	0.930	0.929	0.939
Na	0.048	0.063	0.071	0.065	0.078	0.053	0.056	0.055	0.055	0.052
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	100.0	95.7	93.1	90.8	88.1	97.9	97.8	95.4	98.7	100.0
%Wo	51.365	51.457	48.553	50.181	50.732	50.286	51.171	50.961	51.246	51.204
%En	36.875	34.141	37.118	34.375	31.654	37.064	36.749	37.647	37.365	37.613
%Fs	11.760	14.402	14.329	15.443	17.615	12.650	12.079	11.392	11.389	11.183
%Di	93.006	86.518	84.286	82.459	78.020	90.557	89.931	88.248	91.147	92.519
%Hd	0.341	4.525	6.921	9.006	11.241	2.452	2.544	4.724	1.396	0.516
%Aeg	6.654	8.957	8.793	8.536	10.739	6.991	7.525	7.028	7.457	6.965
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)										
J value	0.096	0.126	0.142	0.130	0.156	0.107	0.112	0.109	0.111	0.104
Q value	1.612	1.559	1.623	1.612	1.548	1.641	1.614	1.651	1.615	1.628
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

IJOLITO S.S.												
Amostra	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228
Referência	b2_px7	b2_px7	b2_px8	b2_px8	b2_px4	b2_px4	b2_px2	b2_px2	b2_px9	b2_px9	b3_px1	b3_px4
Sector	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	43.855	44.805	44.542	43.466	45.577	43.880	45.599	46.668	46.545	44.302	45.004	45.652
TiO ₂	2.463	2.067	2.233	2.482	2.067	2.373	1.901	1.574	1.483	2.285	2.018	1.619
Al ₂ O ₃	7.105	6.340	6.514	7.101	5.934	7.145	5.701	5.277	5.095	6.596	5.978	5.218
FeO ^T	11.827	11.897	11.547	11.911	11.680	11.616	11.507	11.025	11.164	11.802	11.515	11.643
MnO	0.349	0.366	0.359	0.368	0.340	0.377	0.322	0.355	0.377	0.367	0.417	0.354
MgO	9.047	9.551	9.551	9.381	9.925	9.472	9.927	10.515	10.525	9.627	9.953	10.105
CaO	21.866	21.862	21.727	21.988	22.044	21.742	21.925	21.954	22.095	22.102	21.689	21.581
K ₂ O	n.d.	0.009	0.004	n.d.	0.008	0.009	0.012	n.d.	0.005	n.d.	n.d.	0.003
Na ₂ O	1.441	1.391	1.456	1.464	1.288	1.410	1.371	1.429	1.463	1.333	1.345	1.462
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.005	n.d.	0.044	n.d.	n.d.	n.d.	0.054	0.024	0.005	0.012	n.d.
Total	97.953	98.293	97.933	98.205	98.863	98.024	98.265	98.851	98.776	98.419	97.931	97.637
Fe ₂ O ₃ calc.	9.278	9.274	9.187	10.845	8.444	9.668	8.644	8.516	9.362	9.783	8.974	9.343
FeO calc.	3.478	3.552	3.281	2.153	4.082	2.917	3.729	3.363	2.740	2.999	3.440	3.236
Total*	98.883	99.222	98.853	99.292	99.709	98.993	99.131	99.704	99.714	99.399	98.830	98.573
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.687	1.716	1.710	1.666	1.735	1.683	1.744	1.768	1.764	1.694	1.727	1.754
Al ^{IV}	0.313	0.284	0.290	0.321	0.265	0.317	0.256	0.232	0.228	0.297	0.270	0.236
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.008	0.003	0.009
Al ^{VI}	0.009	0.002	0.004	0.000	0.001	0.006	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ^{3+VI}	0.269	0.267	0.265	0.299	0.242	0.279	0.249	0.243	0.259	0.273	0.256	0.261
Ti	0.071	0.060	0.064	0.072	0.059	0.068	0.055	0.045	0.042	0.066	0.058	0.047
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.519	0.545	0.547	0.536	0.563	0.542	0.566	0.594	0.595	0.549	0.569	0.579
Fe ²⁺	0.112	0.114	0.105	0.069	0.130	0.094	0.119	0.107	0.087	0.096	0.110	0.104
Mn	0.011	0.012	0.012	0.012	0.011	0.012	0.010	0.011	0.012	0.012	0.014	0.012
Ca	0.901	0.897	0.894	0.903	0.899	0.894	0.898	0.891	0.897	0.906	0.892	0.889
Na	0.107	0.103	0.108	0.109	0.095	0.105	0.102	0.105	0.108	0.099	0.100	0.109
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	82.3	82.7	83.8	88.6	81.3	85.3	82.6	84.8	87.3	85.1	83.8	84.8
%Wo	49.739	48.879	49.031	49.269	48.728	49.094	48.751	48.282	48.294	49.117	48.353	47.948
%En	28.634	29.712	29.989	29.247	30.526	29.759	30.712	32.176	32.009	29.767	30.874	31.238
%Fs	21.627	21.409	20.980	21.484	20.747	21.146	20.537	19.543	19.698	21.116	20.773	20.813
%Di	69.216	70.431	70.805	73.856	70.473	71.997	70.982	72.710	74.229	72.648	71.764	72.061
%Hd	16.446	16.228	15.156	11.154	17.633	14.064	16.268	14.439	12.351	14.270	15.623	14.379
%Aeg	14.338	13.341	14.038	14.990	11.894	13.939	12.750	12.852	13.419	13.083	12.613	13.560
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.215	0.207	0.217	0.218	0.190	0.210	0.203	0.210	0.215	0.198	0.200	0.218
Q value	1.532	1.556	1.545	1.508	1.592	1.529	1.583	1.591	1.579	1.550	1.571	1.572
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

	IJOLITO s.s. (cont.)						URITITO				
Amostra	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178
Referência	b3_px3	b3_px3	b3_px7	b3_px7	b3_px5	b3_px5	b1_px1	b1_px2	b1_px2	b1_px2	b1_px3
Sector	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	44.350	44.118	45.744	42.051	43.438	44.865	48.782	48.704	49.069	49.429	48.697
TiO ₂	2.225	2.289	1.528	3.309	2.596	2.308	0.627	0.648	0.556	0.631	0.661
Al ₂ O ₃	6.500	6.958	5.076	8.438	7.330	6.057	2.719	2.155	1.937	2.063	2.164
FeO ^T	11.962	11.988	11.905	11.761	12.105	11.743	13.653	15.214	14.719	14.928	14.428
MnO	0.352	0.332	0.360	0.271	0.367	0.355	0.611	0.602	0.612	0.610	0.566
MgO	9.634	9.407	10.194	8.986	9.251	9.822	9.551	8.630	9.094	8.849	9.102
CaO	21.598	21.530	21.480	21.796	21.689	21.768	20.585	19.392	19.476	19.460	19.944
K ₂ O	0.004	0.001	0.008	n.d.	0.004	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.006	0.003
Na ₂ O	1.354	1.403	1.431	1.234	1.380	1.336	2.135	2.969	2.755	2.873	2.565
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.058	0.039	0.015	0.019	0.005	0.005	0.071	0.078	0.027	0.037
Total	97.979	98.084	97.765	97.861	98.179	98.261	98.668	98.385	98.296	98.876	98.167
Fe ₂ O ₃ calc.	9.358	9.305	9.500	9.382	9.880	8.866	9.641	12.222	11.227	11.023	10.954
FeO calc.	3.541	3.616	3.357	3.319	3.215	3.765	4.978	4.216	4.617	5.009	4.571
Total*	98.917	99.016	98.717	98.801	99.169	99.149	99.634	99.610	99.421	99.980	99.264
Número de íons na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões											
Si	1.704	1.694	1.757	1.622	1.668	1.719	1.861	1.866	1.880	1.883	1.869
Al ^{IV}	0.294	0.306	0.230	0.378	0.332	0.273	0.122	0.097	0.087	0.093	0.098
Fe ^{3+IV}	0.002	0.000	0.014	0.000	0.001	0.008	0.016	0.037	0.033	0.024	0.033
Al ^{VI}	0.000	0.008	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ^{3+VI}	0.269	0.269	0.261	0.272	0.285	0.248	0.260	0.315	0.291	0.292	0.283
Ti	0.064	0.066	0.044	0.096	0.075	0.066	0.018	0.019	0.016	0.018	0.019
Cr	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.002	0.001	0.001
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.552	0.538	0.584	0.517	0.529	0.561	0.543	0.493	0.519	0.503	0.521
Fe ²⁺	0.114	0.116	0.108	0.107	0.103	0.121	0.159	0.135	0.148	0.160	0.147
Mn	0.011	0.011	0.012	0.009	0.012	0.012	0.020	0.020	0.020	0.020	0.018
Ca	0.889	0.885	0.884	0.901	0.892	0.893	0.842	0.796	0.799	0.794	0.820
Na	0.101	0.104	0.107	0.092	0.103	0.099	0.158	0.221	0.205	0.212	0.191
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	82.9	82.3	84.4	82.8	83.7	82.3	77.4	78.5	77.8	75.9	78.0
%Wo	48.407	48.668	47.479	49.884	48.960	48.502	45.730	-----	-----	-----	-----
%En	30.043	29.587	31.352	28.616	29.056	30.450	29.522	-----	-----	-----	-----
%Fs	21.550	21.745	21.169	21.500	21.984	21.048	24.747	-----	-----	-----	-----
%Di	70.934	69.948	72.078	71.278	70.847	70.796	61.748	56.781	58.239	56.212	59.397
%Hd	16.100	16.484	14.762	15.991	15.408	16.679	20.300	17.812	18.815	20.051	18.834
%Aeg	12.966	13.568	13.159	12.730	13.745	12.524	17.952	25.406	22.947	23.736	21.770
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	76.350	78.184	77.435	79.579
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	0.000	0.000	0.000	0.000
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	23.650	21.816	22.565	20.421
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)											
J value	0.202	0.209	0.213	0.185	0.205	0.198	0.316	0.441	0.409	0.425	0.382
Q value	1.555	1.540	1.575	1.525	1.525	1.575	1.544	1.424	1.467	1.457	1.487
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

URITITO (cont.)												
Amostra	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178
Referência	b1_px3	b1_px3	b1_px4	b1_px5	b1_px6	b1_px7	b1_px8	b3_px1	b3_px3	b3_px4	b3_px5	b3_px5
Sector	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	47.987	49.235	48.274	48.702	49.139	48.820	49.241	48.181	49.423	48.781	49.051	49.883
TiO ₂	0.596	0.331	0.836	0.549	0.492	0.635	0.573	0.654	0.474	0.819	0.641	0.161
Al ₂ O ₃	2.277	1.691	2.682	2.076	1.896	2.039	2.026	2.224	1.815	2.548	2.172	1.385
FeO ^T	13.778	17.757	14.179	13.768	15.457	14.369	13.853	14.027	16.130	14.245	13.610	18.762
MnO	0.626	0.720	0.607	0.609	0.665	0.620	0.672	0.636	0.680	0.628	0.607	0.639
MgO	9.662	7.031	9.353	9.844	8.535	9.191	9.808	9.469	8.124	9.059	9.792	6.533
CaO	21.111	17.246	20.742	20.711	18.959	19.865	20.463	20.884	18.435	19.636	20.396	15.776
K ₂ O	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	0.002	0.008	0.001	n.d.	0.004	0.006	0.002	0.012
Na ₂ O	1.821	4.095	2.045	2.103	2.944	2.607	2.273	1.951	3.368	2.844	2.196	4.908
Cr ₂ O ₃	0.061	n.d.	n.d.	0.025	0.034	n.d.	0.052	0.005	0.046	n.d.	0.017	n.d.
Total	97.919	98.106	98.719	98.387	98.123	98.154	98.962	98.031	98.499	98.566	98.484	98.059
Fe ₂ O ₃ calc.	10.235	14.372	10.058	10.545	11.214	11.109	10.425	10.171	12.251	11.475	9.746	15.857
FeO calc.	4.569	4.825	5.129	4.279	5.366	4.373	4.472	4.875	5.106	3.920	4.840	4.494
Total*	98.944	99.546	99.727	99.444	99.247	99.267	100.007	99.050	99.726	99.716	99.460	99.648
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.850	1.897	1.847	1.863	1.890	1.872	1.872	1.856	1.893	1.860	1.874	1.918
Al ^{IV}	0.103	0.077	0.121	0.094	0.086	0.092	0.091	0.101	0.082	0.114	0.098	0.063
Fe ^{3+IV}	0.047	0.027	0.032	0.043	0.024	0.035	0.037	0.043	0.025	0.026	0.028	0.019
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ^{3+VI}	0.250	0.390	0.257	0.260	0.300	0.285	0.261	0.252	0.328	0.304	0.252	0.439
Ti	0.017	0.010	0.024	0.016	0.014	0.018	0.016	0.019	0.014	0.023	0.018	0.005
Cr	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.555	0.404	0.533	0.561	0.489	0.526	0.556	0.544	0.464	0.515	0.558	0.374
Fe ²⁺	0.147	0.155	0.164	0.137	0.173	0.140	0.142	0.157	0.164	0.125	0.155	0.144
Mn	0.020	0.023	0.020	0.020	0.022	0.020	0.022	0.021	0.022	0.020	0.020	0.021
Ca	0.872	0.712	0.850	0.849	0.781	0.816	0.834	0.862	0.757	0.802	0.835	0.650
Na	0.136	0.306	0.152	0.156	0.220	0.194	0.168	0.146	0.250	0.210	0.163	0.366
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Mg#	79.0	72.2	76.5	80.4	73.9	78.9	79.6	77.6	73.9	80.5	78.3	72.2
%Wo	46.090	-----	45.785	45.383	-----	-----	45.019	45.888	-----	-----	45.200	-----
%En	29.350	-----	28.726	30.013	-----	-----	30.023	28.950	-----	-----	30.194	-----
%Fs	24.560	-----	25.489	24.603	-----	-----	24.957	25.162	-----	-----	24.606	-----
%Di	64.633	45.441	61.392	64.232	54.184	59.732	62.652	62.698	51.564	59.157	62.337	41.347
%Hd	19.524	20.138	21.150	17.921	21.509	18.232	18.464	20.500	20.633	16.689	19.481	18.253
%Aeg	15.843	34.421	17.458	17.847	24.307	22.036	18.884	16.801	27.803	24.154	18.182	40.400
%Q	-----	67.510	-----	-----	76.674	79.264	-----	-----	73.451	77.424	-----	61.499
%Jd	-----	0.000	-----	-----	0.000	0.000	-----	-----	0.000	0.000	-----	0.000
%Aeg	-----	32.490	-----	-----	23.326	20.736	-----	-----	26.549	22.576	-----	38.501
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.272	0.612	0.303	0.312	0.439	0.388	0.335	0.291	0.500	0.420	0.325	0.732
Q value	1.574	1.271	1.548	1.547	1.443	1.482	1.532	1.563	1.384	1.442	1.547	1.169
Piroxena	Quad	Ca-Na	Quad	Quad	Ca-Na	Ca-Na	Quad	Quad	Ca-Na	Ca-Na	Quad	Ca-Na

Amostra	URITTO (cont.)										
	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178
	Referência	b3_px6	b3_px6	b3_px7	b3_px8	b3_px9	b3_px9	b5_px10	b5_px1	b5_px1	b5_px9
	Sector	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	48.685	49.416	48.987	48.479	47.917	49.384	49.055	49.380	48.789	48.956	49.509
TiO ₂	0.877	0.248	0.679	0.603	0.909	0.364	0.721	0.555	0.187	0.576	0.498
Al ₂ O ₃	2.731	1.593	2.009	2.013	3.219	1.745	2.156	1.875	2.889	2.032	2.276
FeO ^T	12.872	17.950	14.160	15.377	13.747	15.999	14.760	13.825	17.598	13.541	15.867
MnO	0.579	0.679	0.619	0.617	0.641	0.711	0.567	0.575	0.643	0.604	0.644
MgO	10.240	6.843	9.209	8.580	9.374	8.012	8.942	9.568	6.983	9.842	7.868
CaO	21.648	16.514	19.608	19.058	21.180	18.613	19.378	19.997	15.915	20.440	18.109
K ₂ O	0.005	0.017	0.003	0.006	n.d.	0.005	0.002	0.002	0.072	n.d.	0.017
Na ₂ O	1.732	4.543	2.763	3.143	1.848	3.667	2.837	2.380	4.274	2.175	3.403
Cr ₂ O ₃	0.005	n.d.	0.074	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.374	97.803	98.111	97.886	98.835	98.500	98.418	98.157	97.350	98.166	98.191
Fe ₂ O ₃ calc.	9.434	15.334	11.066	13.107	9.664	13.878	11.064	9.534	14.021	9.904	11.033
FeO calc.	4.383	4.152	4.202	3.583	5.051	3.511	4.805	5.246	4.981	4.629	5.939
Total*	100.319	99.339	99.220	99.199	99.803	99.890	99.526	99.112	98.755	99.158	99.296
Número de íons na base de 6 oxigênios, normalizado para 4 cátions											
Si	1.843	1.904	1.877	1.864	1.831	1.887	1.877	1.893	1.887	1.876	1.902
Al ^{IV}	0.122	0.072	0.091	0.091	0.145	0.079	0.097	0.085	0.113	0.092	0.098
Fe ^{3+IV}	0.035	0.023	0.032	0.044	0.024	0.035	0.026	0.023	0.000	0.033	0.000
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.018	0.000	0.005
Fe ^{3+VI}	0.234	0.421	0.287	0.335	0.254	0.364	0.292	0.252	0.408	0.253	0.319
Ti	0.025	0.007	0.020	0.017	0.026	0.010	0.021	0.016	0.005	0.017	0.014
Cr	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.578	0.393	0.526	0.492	0.534	0.456	0.510	0.547	0.403	0.562	0.451
Fe ²⁺	0.139	0.134	0.135	0.115	0.161	0.112	0.154	0.168	0.161	0.148	0.191
Mn	0.019	0.022	0.020	0.020	0.021	0.023	0.018	0.019	0.021	0.020	0.021
Ca	0.878	0.682	0.805	0.785	0.867	0.762	0.794	0.821	0.659	0.839	0.745
Na	0.127	0.339	0.205	0.234	0.137	0.272	0.210	0.177	0.320	0.162	0.253
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.001
Mg#	80.6	74.6	79.6	81.0	76.8	80.3	76.8	76.5	71.4	79.1	70.3
%Wo	46.654	-----	-----	-----	46.591	-----	-----	44.881	-----	45.240	-----
%En	30.706	-----	-----	-----	28.691	-----	-----	29.879	-----	30.309	-----
%Fs	22.639	-----	-----	-----	24.718	-----	-----	25.240	-----	24.450	-----
%Di	67.015	44.244	59.368	57.092	62.596	52.867	57.140	60.052	44.473	63.046	49.201
%Hd	18.243	17.555	17.465	15.708	21.354	15.663	19.282	20.521	20.124	18.833	23.122
%Aeg	14.742	38.202	23.167	27.200	16.050	31.470	23.578	19.428	35.402	18.121	27.677
%Q	-----	64.036	78.119	74.816	-----	71.005	77.600	-----	65.616	-----	73.230
%Jd	-----	0.000	0.000	0.000	-----	0.000	0.000	-----	1.483	-----	0.398
%Aeg	-----	35.964	21.881	25.184	-----	28.995	22.400	-----	32.901	-----	26.372
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)											
J value	0.254	0.679	0.411	0.469	0.274	0.543	0.421	0.354	0.641	0.323	0.507
Q value	1.595	1.209	1.466	1.392	1.562	1.330	1.458	1.536	1.223	1.549	1.387
Piroxena	Quad	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Quad	Ca-Na	Ca-Na	Quad	Ca-Na	Quad	Ca-Na

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I												
Amostra	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118
Referência	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px1	b2_px1	b2_px3	b2_px5	b2_px5	b2_px5	b3_px2	b3_px2	b3_px2
Sector	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	51.419	51.635	51.144	51.881	51.176	51.192	51.691	51.669	50.179	50.796	50.798	51.193
TiO ₂	0.881	0.960	0.866	0.725	0.839	0.493	0.855	0.613	0.668	0.613	0.638	0.564
Al ₂ O ₃	2.094	2.265	2.265	2.204	2.207	1.766	2.149	1.903	3.046	2.045	1.751	1.775
FeO ^T	16.075	16.676	16.289	16.612	16.791	17.403	16.518	16.604	17.291	16.425	16.519	17.168
MnO	0.509	0.464	0.517	0.514	0.496	0.424	0.524	0.515	0.389	0.543	0.573	0.385
MgO	7.925	7.205	7.502	7.162	7.278	7.129	7.351	7.486	6.809	7.471	7.656	6.932
CaO	16.516	15.894	16.140	15.666	15.531	14.803	15.931	15.773	13.960	16.695	16.280	14.145
K ₂ O	0.010	n.d.	n.d.	0.004	n.d.	0.003	n.d.	0.012	0.019	0.006	0.002	0.004
Na ₂ O	4.199	4.595	4.606	4.679	4.890	5.203	4.611	4.733	5.011	4.199	4.570	5.662
Cr ₂ O ₃	0.026	n.d.	0.034	0.065	n.d.	n.d.	0.022	0.038	n.d.	0.019	n.d.	0.026
Total	99.654	99.694	99.363	99.512	99.208	98.416	99.652	99.346	97.372	98.812	98.787	97.854
Fe ₂ O ₃ calc.	10.115	10.061	11.432	9.990	12.103	13.318	10.407	11.476	11.556	10.979	12.764	13.982
FeO calc.	6.974	7.623	6.002	7.623	5.900	5.419	7.153	6.278	6.893	6.546	5.034	4.586
Total*	100.667	100.702	100.508	100.513	100.421	99.750	100.695	100.496	98.530	99.912	100.066	99.255
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.938	1.948	1.931	1.959	1.934	1.948	1.949	1.950	1.932	1.934	1.929	1.952
Al ^{IV}	0.062	0.052	0.069	0.041	0.066	0.052	0.051	0.050	0.068	0.066	0.071	0.048
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.031	0.048	0.031	0.057	0.032	0.027	0.044	0.035	0.070	0.026	0.007	0.032
Fe ^{3+VI}	0.287	0.286	0.325	0.284	0.344	0.381	0.295	0.326	0.335	0.315	0.365	0.401
Ti	0.025	0.027	0.025	0.021	0.024	0.014	0.024	0.017	0.019	0.018	0.018	0.016
Cr	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.445	0.405	0.422	0.403	0.410	0.404	0.413	0.421	0.391	0.424	0.433	0.394
Fe ²⁺	0.220	0.240	0.190	0.241	0.186	0.172	0.226	0.198	0.222	0.208	0.160	0.146
Mn	0.016	0.015	0.017	0.016	0.016	0.014	0.017	0.016	0.013	0.018	0.018	0.012
Ca	0.667	0.642	0.653	0.634	0.629	0.603	0.643	0.638	0.576	0.681	0.662	0.578
Na	0.307	0.336	0.337	0.343	0.358	0.384	0.337	0.346	0.374	0.310	0.336	0.419
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg#	67.0	62.8	69.0	62.6	68.7	70.1	64.7	68.0	63.8	67.0	73.1	72.9
%Wo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%En	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Fs	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Di	45.060	40.657	43.735	40.201	42.241	41.504	41.629	42.885	39.101	44.174	45.710	40.568
%Hd	23.888	25.620	21.343	25.641	20.847	19.101	24.411	21.852	23.473	23.535	18.804	16.337
%Aeg	31.051	33.723	34.923	34.158	36.912	39.396	33.961	35.264	37.426	32.290	35.486	43.095
%Q	68.460	65.710	65.222	65.095	63.099	60.591	65.542	64.475	61.372	67.936	65.107	57.185
%Jd	3.110	4.966	3.074	5.830	3.171	2.589	4.475	3.432	6.669	2.438	0.646	3.173
%Aeg	28.430	29.324	31.704	29.075	33.730	36.820	29.983	32.093	31.960	29.626	34.247	39.642
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.614	0.672	0.674	0.685	0.717	0.768	0.674	0.693	0.748	0.620	0.673	0.837
Q value	1.332	1.288	1.265	1.278	1.225	1.180	1.282	1.257	1.188	1.314	1.255	1.118
Piroxena	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-118	CY-118	CY-118	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148
Referência	b7_px2	b7_px3	b7_px4	b1_px2	b1_px2	b1_px2	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px5	b1_px5	b1_px5
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	51.003	50.583	50.377	51.694	51.241	50.432	51.206	51.058	50.428	50.809	50.637	50.735
TiO ₂	0.773	0.941	0.765	0.385	0.477	0.587	0.400	0.598	0.483	0.412	0.651	0.624
Al ₂ O ₃	2.191	2.275	2.087	1.469	1.529	1.878	1.419	1.881	1.728	1.387	2.006	1.739
FeO ^T	15.745	16.154	16.624	17.777	17.690	16.228	17.932	16.862	17.142	17.688	14.757	14.824
MnO	0.477	0.482	0.501	0.594	0.639	0.553	0.652	0.582	0.641	0.631	0.562	0.571
MgO	8.063	7.781	7.469	6.538	6.880	7.718	6.545	7.348	7.259	6.921	8.675	8.552
CaO	16.678	16.459	15.266	15.327	16.895	17.925	16.753	17.873	17.740	16.779	19.529	18.284
K ₂ O	n.d.	n.d.	0.007	0.002	0.001	0.001	n.d.	n.d.	0.004	n.d.	0.011	0.009
Na ₂ O	4.278	4.446	5.155	4.893	3.977	3.491	4.193	3.363	3.622	4.074	2.629	3.363
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0.026	0.007	0.014	0.050	0.031	0.009	0.019	n.d.	n.d.	0.041
Total	99.208	99.121	98.277	98.686	99.343	98.863	99.131	99.574	99.066	98.701	99.457	98.742
Fe ₂ O ₃ calc.	11.250	12.095	14.449	11.340	9.991	9.857	10.642	8.281	10.593	11.031	7.667	9.408
FeO calc.	5.622	5.270	3.622	7.573	8.700	7.359	8.356	9.411	7.610	7.762	7.858	6.359
Total*	100.335	100.333	99.725	99.822	100.344	99.851	100.197	100.404	100.127	99.806	100.225	99.685
Número de íons na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.926	1.913	1.914	1.974	1.955	1.928	1.958	1.946	1.929	1.949	1.924	1.932
Al ^{IV}	0.074	0.087	0.086	0.026	0.045	0.072	0.042	0.054	0.071	0.051	0.076	0.068
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.024	0.015	0.008	0.040	0.024	0.012	0.022	0.030	0.007	0.012	0.014	0.010
Fe ^{3+VI}	0.320	0.344	0.413	0.326	0.287	0.284	0.306	0.238	0.305	0.318	0.219	0.270
Ti	0.022	0.027	0.022	0.011	0.014	0.017	0.012	0.017	0.014	0.012	0.019	0.018
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.454	0.439	0.423	0.372	0.391	0.440	0.373	0.418	0.414	0.396	0.491	0.486
Fe ²⁺	0.178	0.167	0.115	0.242	0.278	0.235	0.267	0.300	0.243	0.249	0.250	0.203
Mn	0.015	0.015	0.016	0.019	0.021	0.018	0.021	0.019	0.021	0.021	0.018	0.018
Ca	0.675	0.667	0.622	0.627	0.691	0.734	0.686	0.730	0.727	0.690	0.795	0.746
Na	0.313	0.326	0.380	0.362	0.294	0.259	0.311	0.249	0.269	0.303	0.194	0.248
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Mg#	71.9	72.5	78.6	60.6	58.5	65.2	58.3	58.2	63.0	61.4	66.3	70.6
%Wo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%En	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Fs	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Di	47.285	46.332	45.294	37.387	39.778	46.214	38.372	42.396	43.721	40.874	51.570	50.852
%Hd	20.086	19.236	14.049	26.223	30.317	26.600	29.656	32.368	27.906	27.833	28.103	23.140
%Aeg	32.629	34.432	40.658	36.391	29.905	27.187	31.972	25.236	28.373	31.293	20.326	26.008
%Q	67.587	66.117	60.424	63.140	69.794	73.142	68.090	74.437	72.043	68.769	79.861	74.277
%Jd	2.226	1.400	0.748	4.043	2.348	1.117	2.169	2.907	0.603	1.112	1.193	0.930
%Aeg	30.187	32.483	38.828	32.818	27.857	25.741	29.741	22.656	27.355	30.119	18.945	24.793
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.626	0.652	0.760	0.725	0.589	0.517	0.622	0.497	0.537	0.606	0.387	0.497
Q value	1.306	1.273	1.160	1.241	1.360	1.409	1.327	1.447	1.384	1.334	1.536	1.434
Piroxena	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148
Referência	b1_px6	b1_px7	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px3	b2_px3	b2_px3	b2_px4	b2_px5	b2_px6	b2_px7
Sector	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	50.655	51.159	52.127	50.902	51.599	50.543	51.929	51.372	50.729	50.876	51.281	51.432
TiO ₂	0.573	0.592	0.402	0.507	0.433	0.592	0.487	0.450	0.618	0.520	0.530	0.503
Al ₂ O ₃	1.826	1.769	1.384	1.728	1.372	1.797	1.528	1.380	1.936	1.910	1.707	1.484
FeO ^T	16.324	16.730	17.475	17.282	17.494	16.233	17.559	17.587	15.562	16.406	17.082	16.709
MnO	0.607	0.611	0.658	0.548	0.606	0.625	0.568	0.585	0.629	0.669	0.656	0.615
MgO	7.634	7.392	7.134	7.401	7.101	8.073	7.242	7.002	8.498	7.956	7.451	7.624
CaO	19.174	16.644	15.624	18.326	16.852	18.478	16.092	16.307	19.503	17.644	17.641	17.165
K ₂ O	0.001	0.005	n.d.	n.d.	0.002	0.024	0.005	0.003	0.009	0.005	n.d.	0.007
Na ₂ O	2.633	3.992	5.006	3.303	4.240	3.297	4.592	4.530	2.815	3.799	3.773	4.005
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.033	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.050	0.028	n.d.	n.d.	0.017	n.d.
Total	99.427	98.927	99.810	99.997	99.699	99.662	100.052	99.244	100.299	99.785	100.138	99.544
Fe ₂ O ₃ calc.	6.932	9.634	12.664	9.449	11.039	10.360	11.598	11.929	9.112	11.334	10.367	10.617
FeO calc.	10.086	8.061	6.080	8.780	7.561	6.911	7.123	6.853	7.363	6.207	7.754	7.156
Total*	100.122	99.892	101.079	100.944	100.805	100.700	101.214	100.439	101.212	100.921	101.177	100.608
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.940	1.952	1.961	1.933	1.955	1.917	1.955	1.952	1.913	1.921	1.938	1.948
Al ^{IV}	0.060	0.048	0.039	0.067	0.045	0.080	0.045	0.048	0.086	0.079	0.062	0.052
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.023	0.032	0.023	0.011	0.017	0.000	0.023	0.014	0.000	0.006	0.014	0.015
Fe ^{3+VI}	0.200	0.277	0.359	0.270	0.315	0.293	0.329	0.341	0.258	0.322	0.295	0.303
Ti	0.017	0.017	0.011	0.014	0.012	0.017	0.014	0.013	0.018	0.015	0.015	0.014
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.436	0.421	0.400	0.419	0.401	0.456	0.406	0.397	0.478	0.448	0.420	0.431
Fe ²⁺	0.323	0.257	0.191	0.279	0.240	0.219	0.224	0.218	0.232	0.196	0.245	0.227
Mn	0.020	0.020	0.021	0.018	0.019	0.020	0.018	0.019	0.020	0.021	0.021	0.020
Ca	0.787	0.680	0.630	0.746	0.684	0.751	0.649	0.664	0.788	0.714	0.714	0.697
Na	0.196	0.295	0.365	0.243	0.312	0.242	0.335	0.334	0.206	0.278	0.276	0.294
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	57.4	62.0	67.7	60.0	62.6	67.6	64.4	64.6	67.3	69.6	63.1	65.5
%Wo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%En	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Fs	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Di	44.744	42.353	40.931	43.706	41.282	48.653	41.305	41.019	51.048	47.472	43.623	44.334
%Hd	35.185	27.899	21.714	30.925	26.659	25.505	24.632	24.467	26.959	23.046	27.648	25.376
%Aeg	20.071	29.748	37.355	25.369	32.059	25.842	34.063	34.514	21.993	29.482	28.729	30.290
%Q	79.810	69.691	62.577	74.796	68.016	74.632	65.625	65.696	78.443	70.937	71.382	69.709
%Jd	2.051	3.122	2.222	0.968	1.612	0.000	2.231	1.353	0.000	0.522	1.255	1.405
%Aeg	18.139	27.187	35.201	24.235	30.372	25.368	32.144	32.951	21.557	28.541	27.363	28.885
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.391	0.591	0.730	0.487	0.623	0.485	0.670	0.668	0.412	0.556	0.553	0.588
Q value	1.546	1.358	1.221	1.444	1.325	1.427	1.280	1.278	1.498	1.358	1.379	1.354
Piroxena	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148
Referência	b3_px2	b3_px2	b3_px2	b3_px3	b3_px4	b3_px5	b3_px6	b3_px7	b3_px7	b3_px7	b3_px8	b3_px9
Sector	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	51.610	50.852	50.488	51.249	50.784	50.824	50.161	51.416	49.345	50.538	50.642	50.609
TiO ₂	0.418	0.540	0.594	0.416	0.429	0.452	0.483	0.494	0.645	0.454	0.609	0.469
Al ₂ O ₃	1.341	1.864	1.952	1.451	1.736	1.340	1.533	1.504	1.934	1.502	1.917	1.552
FeO ^T	12.840	13.600	16.801	18.024	16.856	12.746	16.866	18.143	16.265	16.097	14.801	16.969
MnO	0.577	0.623	0.700	0.623	0.640	0.528	0.582	0.655	0.599	0.572	0.520	0.649
MgO	10.256	9.719	7.358	6.872	7.420	10.411	7.626	6.767	7.806	7.909	8.958	7.375
CaO	20.991	20.236	17.313	16.274	17.726	21.171	18.079	15.830	19.647	16.988	19.782	16.974
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	0.005	n.d.	0.015	n.d.	0.010	0.038	0.013	0.008	0.009
Na ₂ O	2.014	2.774	3.913	4.658	3.672	1.900	3.388	4.766	2.717	4.247	2.468	4.142
Cr ₂ O ₃	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.007	n.d.	n.d.	n.d.	0.017	0.040
Total	100.057	100.208	99.119	99.572	99.263	99.387	98.725	99.585	98.996	98.320	99.722	98.788
Fe ₂ O ₃ calc.	6.501	10.060	11.164	13.017	10.398	7.378	10.565	12.619	10.099	12.705	7.785	12.019
FeO calc.	6.991	4.548	6.755	6.311	7.500	6.107	7.359	6.788	7.178	4.665	7.796	6.154
Total*	100.708	101.216	100.238	100.876	100.305	100.126	99.784	100.849	100.008	99.593	100.502	99.992
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.940	1.903	1.924	1.941	1.935	1.922	1.925	1.948	1.894	1.928	1.919	1.932
Al ^{IV}	0.059	0.082	0.076	0.059	0.065	0.060	0.069	0.052	0.087	0.068	0.081	0.068
Fe ^{3+IV}	0.001	0.015	0.000	0.000	0.000	0.018	0.006	0.000	0.019	0.004	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.011	0.006	0.013	0.000	0.000	0.015	0.000	0.000	0.005	0.002
Fe ^{3+VI}	0.183	0.268	0.320	0.371	0.298	0.192	0.299	0.360	0.273	0.361	0.222	0.345
Ti	0.012	0.015	0.017	0.012	0.012	0.013	0.014	0.014	0.019	0.013	0.017	0.013
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.575	0.542	0.418	0.388	0.422	0.587	0.436	0.382	0.447	0.450	0.506	0.420
Fe ²⁺	0.220	0.142	0.215	0.200	0.239	0.193	0.236	0.215	0.230	0.149	0.247	0.196
Mn	0.018	0.020	0.023	0.020	0.021	0.017	0.019	0.021	0.019	0.018	0.017	0.021
Ca	0.845	0.811	0.707	0.661	0.724	0.858	0.743	0.643	0.808	0.694	0.803	0.694
Na	0.147	0.201	0.289	0.342	0.271	0.139	0.252	0.350	0.202	0.314	0.181	0.307
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000
Mg#	72.3	79.2	66.0	66.0	63.8	75.2	64.9	64.0	66.0	75.1	67.2	68.1
%Wo	45.892	-----	-----	-----	-----	46.001	-----	-----	-----	-----	44.745	-----
%En	31.199	-----	-----	-----	-----	31.475	-----	-----	-----	-----	28.193	-----
%Fs	22.909	-----	-----	-----	-----	22.524	-----	-----	-----	-----	27.062	-----
%Di	59.890	59.875	44.233	40.845	44.255	62.687	46.242	39.467	49.699	48.301	53.206	44.473
%Hd	24.814	17.898	25.172	23.147	27.261	22.434	27.039	24.381	27.803	17.966	27.730	23.042
%Aeg	15.296	22.227	30.594	36.008	28.484	14.879	26.719	36.152	22.498	33.733	19.065	32.485
%Q	-----	78.796	69.859	64.598	71.840	-----	73.741	63.909	78.597	67.299	-----	68.125
%Jd	-----	0.000	1.027	0.580	1.198	-----	0.000	1.436	0.000	0.000	-----	0.158
%Aeg	-----	21.204	29.114	34.822	26.962	-----	26.259	34.655	21.403	32.701	-----	31.718
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.294	0.402	0.578	0.684	0.543	0.279	0.504	0.700	0.404	0.628	0.363	0.613
Q value	1.640	1.496	1.340	1.249	1.384	1.638	1.416	1.240	1.485	1.293	1.557	1.310
Piroxena	Quad	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Quad	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Quad	Ca-Na

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190
Referência	b4_px8	b4_px9	b4_px10	b4_px11	b4_px11	b4_px11	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px2	b1_px2	b1_px3
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	50.862	50.658	50.495	50.336	49.849	51.039	51.920	50.533	50.757	51.569	51.125	51.435
TiO ₂	0.383	0.318	0.257	0.375	0.308	0.292	0.637	0.703	0.763	0.529	0.499	0.626
Al ₂ O ₃	1.600	1.731	1.025	1.391	1.812	1.229	1.851	2.209	1.909	1.873	1.812	2.079
FeO ^T	19.265	16.057	19.759	20.334	18.631	20.109	15.413	14.570	13.578	15.142	14.899	14.697
MnO	0.729	0.770	0.836	0.771	0.830	0.831	0.307	0.441	0.459	0.402	0.397	0.428
MgO	5.990	7.788	5.647	5.089	6.076	5.225	8.451	9.055	9.688	8.757	9.105	8.906
CaO	14.735	18.602	14.390	15.431	16.093	13.765	14.949	17.589	18.017	16.383	16.696	17.082
K ₂ O	n.d.	0.036	n.d.	0.031	n.d.	0.005	0.003	n.d.	0.004	0.001	n.d.	n.d.
Na ₂ O	5.286	3.708	5.722	5.000	4.647	5.854	5.364	3.936	3.542	4.709	4.305	4.133
Cr ₂ O ₃	0.012	n.d.	0.026	0.005	n.d.	n.d.	0.010	n.d.	0.040	0.010	n.d.	n.d.
Total	98.862	99.668	98.157	98.763	98.246	98.349	98.905	99.036	98.757	99.375	98.838	99.386
Fe ₂ O ₃ calc.	14.344	12.219	16.703	14.123	13.985	15.299	13.520	12.098	10.505	13.166	12.560	11.101
FeO calc.	6.358	5.062	4.730	7.626	6.047	6.342	3.247	3.684	4.126	3.295	3.597	4.708
Total*	100.299	100.892	99.830	100.178	99.647	99.882	100.260	100.248	99.809	100.694	100.096	100.498
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.942	1.915	1.941	1.940	1.921	1.961	1.945	1.903	1.916	1.929	1.925	1.930
Al ^{IV}	0.058	0.077	0.046	0.060	0.079	0.039	0.055	0.097	0.084	0.071	0.075	0.070
Fe ^{3+IV}	0.000	0.008	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.014	0.000	0.000	0.003	0.003	0.016	0.027	0.001	0.001	0.012	0.005	0.022
Fe ^{3+VI}	0.412	0.340	0.470	0.410	0.405	0.442	0.381	0.343	0.298	0.371	0.356	0.313
Ti	0.011	0.009	0.007	0.011	0.009	0.008	0.018	0.020	0.022	0.015	0.014	0.018
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.341	0.439	0.324	0.292	0.349	0.299	0.472	0.508	0.545	0.488	0.511	0.498
Fe ²⁺	0.203	0.160	0.152	0.246	0.195	0.204	0.102	0.116	0.130	0.103	0.113	0.148
Mn	0.024	0.025	0.027	0.025	0.027	0.027	0.010	0.014	0.015	0.013	0.013	0.014
Ca	0.603	0.754	0.593	0.637	0.664	0.567	0.600	0.710	0.729	0.657	0.674	0.687
Na	0.391	0.272	0.426	0.374	0.347	0.436	0.390	0.287	0.259	0.342	0.314	0.301
K	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	62.7	73.3	68.0	54.3	64.2	59.5	82.3	81.4	80.7	82.6	81.9	77.1
%Wo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%En	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Fs	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Di	35.557	49.018	34.821	31.206	38.014	30.974	48.503	54.907	57.428	51.639	53.725	51.882
%Hd	23.633	20.628	19.290	28.918	24.174	23.891	11.457	14.052	15.265	12.247	13.238	16.804
%Aeg	40.810	30.354	45.889	39.876	37.812	45.134	40.040	31.041	27.307	36.115	33.037	31.314
%Q	59.436	71.330	55.605	61.134	63.506	55.086	60.100	69.889	73.033	64.628	67.372	68.906
%Jd	1.372	0.000	0.000	0.322	0.273	1.604	2.647	0.122	0.065	1.086	0.477	2.033
%Aeg	39.192	28.670	44.395	38.544	36.221	43.310	37.253	29.990	26.902	34.286	32.151	29.061
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.783	0.544	0.853	0.747	0.694	0.872	0.779	0.575	0.518	0.683	0.629	0.601
Q value	1.147	1.353	1.068	1.176	1.208	1.070	1.174	1.334	1.404	1.248	1.298	1.333
Piroxena	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190
Referência	b1_px4	b1_px6	b1_px5	b1_px5	b2_px1	b2_px2	b2_px3	b2_px4	b2_px5	b2_px6	b2_px7	b2_px8
Sector	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	51.474	51.718	50.825	51.248	51.920	50.533	50.757	51.569	51.125	51.435	51.474	51.718
TiO ₂	0.522	0.585	0.519	0.941	0.637	0.703	0.763	0.529	0.499	0.626	0.522	0.585
Al ₂ O ₃	1.747	1.919	1.852	2.391	1.851	2.209	1.909	1.873	1.812	2.079	1.747	1.919
FeO ^T	15.109	13.904	14.448	14.610	15.413	14.570	13.578	15.142	14.899	14.697	15.109	13.904
MnO	0.419	0.449	0.444	0.459	0.307	0.441	0.459	0.402	0.397	0.428	0.419	0.449
MgO	8.757	9.615	9.211	8.833	8.451	9.055	9.688	8.757	9.105	8.906	8.757	9.615
CaO	16.659	17.859	17.616	17.013	14.949	17.589	18.017	16.383	16.696	17.082	16.659	17.859
K ₂ O	0.014	0.003	0.004	0.002	0.003	n.d.	0.004	0.001	n.d.	n.d.	0.014	0.003
Na ₂ O	4.498	3.746	3.922	4.204	5.364	3.936	3.542	4.709	4.305	4.133	4.498	3.746
Cr ₂ O ₃	0.056	n.d.	0.042	n.d.	0.010	n.d.	0.040	0.010	n.d.	n.d.	0.056	n.d.
Total	99.255	99.798	98.883	99.701	98.905	99.036	98.757	99.375	98.838	99.386	99.255	99.798
Fe ₂ O ₃ calc.	12.632	10.435	12.050	11.103	13.520	12.098	10.505	13.166	12.560	11.101	12.632	10.435
FeO calc.	3.743	4.515	3.605	4.620	3.247	3.684	4.126	3.295	3.597	4.708	3.743	4.515
Total*	100.521	100.843	100.090	100.813	100.260	100.248	99.809	100.694	100.096	100.498	100.521	100.843
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.931	1.930	1.916	1.917	1.945	1.903	1.916	1.929	1.925	1.930	1.931	1.930
Al ^{IV}	0.069	0.070	0.082	0.083	0.055	0.097	0.084	0.071	0.075	0.070	0.069	0.070
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.009	0.015	0.000	0.022	0.027	0.001	0.001	0.012	0.005	0.022	0.009	0.015
Fe ^{3+VI}	0.357	0.293	0.340	0.313	0.381	0.343	0.298	0.371	0.356	0.313	0.357	0.293
Ti	0.015	0.016	0.015	0.026	0.018	0.020	0.022	0.015	0.014	0.018	0.015	0.016
Cr	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.490	0.535	0.518	0.493	0.472	0.508	0.545	0.488	0.511	0.498	0.490	0.535
Fe ²⁺	0.117	0.141	0.114	0.145	0.102	0.116	0.130	0.103	0.113	0.148	0.117	0.141
Mn	0.013	0.014	0.014	0.015	0.010	0.014	0.015	0.013	0.013	0.014	0.013	0.014
Ca	0.670	0.714	0.712	0.682	0.600	0.710	0.729	0.657	0.674	0.687	0.670	0.714
Na	0.327	0.271	0.287	0.305	0.390	0.287	0.259	0.342	0.314	0.301	0.327	0.271
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Mg#	80.7	79.2	82.0	77.3	82.3	81.4	80.7	82.6	81.9	77.1	80.7	79.2
%Wo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%En	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Fs	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Di	51.680	55.659	55.533	51.495	48.503	54.907	57.428	51.639	53.725	51.882	51.680	55.659
%Hd	13.796	16.138	13.713	16.629	11.457	14.052	15.265	12.247	13.238	16.804	13.796	16.138
%Aeg	34.524	28.203	30.753	31.876	40.040	31.041	27.307	36.115	33.037	31.314	34.524	28.203
%Q	66.116	71.941	70.079	68.383	60.100	69.889	73.033	64.628	67.372	68.906	66.116	71.941
%Jd	0.806	1.354	0.000	2.121	2.647	0.122	0.065	1.086	0.477	2.033	0.806	1.354
%Aeg	33.078	26.705	29.921	29.496	37.253	29.990	26.902	34.286	32.151	29.061	33.078	26.705
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.654	0.542	0.573	0.610	0.779	0.575	0.518	0.683	0.629	0.601	0.654	0.542
Q value	1.277	1.390	1.343	1.319	1.174	1.334	1.404	1.248	1.298	1.333	1.277	1.390
Piroxena	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO II												
Amostra	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39
Referência	b1_px2	b1_px2	b1_px3	b1_px3	b1_px4	b1_px5	b1_px6	b1_px7	b1_px8	b1_px9	b1_px10	b2_px1
Sector	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	50.667	50.270	50.336	50.333	50.017	50.366	50.263	50.498	50.648	50.475	50.664	50.466
TiO ₂	0.382	0.387	0.360	0.390	0.803	0.428	0.368	0.446	0.414	0.448	0.424	0.398
Al ₂ O ₃	1.269	1.233	1.138	1.303	1.349	1.306	1.451	1.355	1.372	1.718	1.500	1.316
FeO ^T	24.187	23.824	25.705	24.114	23.763	24.050	22.856	23.888	23.159	22.705	23.147	23.472
MnO	0.954	0.894	0.941	0.865	0.838	0.936	0.910	0.836	0.918	0.859	0.949	0.655
MgO	2.836	3.055	1.587	2.988	3.177	2.849	3.648	2.962	3.548	3.146	3.423	3.558
CaO	11.077	11.418	10.177	11.533	12.129	11.582	12.809	11.270	12.685	12.126	11.374	9.094
K ₂ O	n.d.	0.004	0.007	0.004	0.016	n.d.	n.d.	0.016	0.003	0.028	0.004	0.290
Na ₂ O	7.573	7.305	7.865	7.147	6.788	7.065	6.365	7.179	6.577	6.620	7.392	8.776
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.012	0.052	n.d.	n.d.	0.071	n.d.	0.019	0.026
Total	98.945	98.390	98.116	98.677	98.892	98.634	98.670	98.450	99.395	98.125	98.896	98.051
Fe ₂ O ₃ calc.	20.656	20.259	20.562	19.679	18.679	18.964	17.527	18.899	18.044	16.383	20.123	25.565
FeO calc.	5.601	5.595	7.203	6.407	6.955	6.986	7.085	6.882	6.923	7.964	5.040	0.468
Total*	101.014	100.420	100.176	100.649	100.763	100.534	100.426	100.344	101.203	99.766	100.912	100.612
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.944	1.940	1.959	1.941	1.929	1.946	1.940	1.951	1.940	1.958	1.938	1.923
Al ^{IV}	0.056	0.056	0.041	0.059	0.061	0.054	0.060	0.049	0.060	0.042	0.062	0.059
Fe ^{3+IV}	0.000	0.004	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.018
Al ^{VI}	0.001	0.000	0.011	0.000	0.000	0.005	0.006	0.012	0.002	0.037	0.006	0.000
Fe ^{3+VI}	0.596	0.584	0.602	0.571	0.532	0.551	0.509	0.549	0.520	0.478	0.579	0.716
Ti	0.011	0.011	0.011	0.011	0.023	0.012	0.011	0.013	0.012	0.013	0.012	0.011
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.162	0.176	0.092	0.172	0.183	0.164	0.210	0.171	0.203	0.182	0.195	0.202
Fe ²⁺	0.180	0.181	0.234	0.207	0.224	0.226	0.229	0.222	0.222	0.258	0.161	0.015
Mn	0.031	0.029	0.031	0.028	0.027	0.031	0.030	0.027	0.030	0.028	0.031	0.021
Ca	0.455	0.472	0.424	0.476	0.501	0.479	0.530	0.466	0.521	0.504	0.466	0.371
Na	0.563	0.547	0.594	0.534	0.508	0.529	0.476	0.538	0.489	0.498	0.548	0.648
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.014
Mg#	47.4	49.3	28.2	45.4	44.9	42.1	47.9	43.4	47.7	41.3	54.8	93.1
%Wo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%En	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Fs	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Di	17.325	18.855	9.682	18.254	19.392	17.279	22.220	17.806	21.494	18.825	20.867	22.798
%Hd	22.506	22.506	27.912	24.959	26.721	26.993	27.357	26.064	26.687	29.654	20.524	4.068
%Aeg	60.169	58.639	62.406	56.787	53.887	55.728	50.423	56.129	51.819	51.521	58.609	73.134
%Q	41.439	43.111	38.748	44.442	47.219	45.092	50.407	44.417	49.169	48.672	42.864	31.209
%Jd	0.114	0.000	1.136	0.005	0.000	0.537	0.572	1.230	0.216	3.662	0.579	0.000
%Aeg	58.447	56.889	60.117	55.553	52.781	54.371	49.021	54.353	50.615	47.667	56.557	68.791
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	1.127	1.093	1.187	1.069	1.015	1.059	0.953	1.075	0.977	0.996	1.097	1.297
Q value	0.797	0.828	0.751	0.855	0.908	0.869	0.968	0.859	0.945	0.944	0.823	0.588
Piroxena	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39
Referência	b2_px2	b2_px3	b2_px4	b3_px1	b3_px2	b3_px3	b3_px5	b3_px6	b3_px7	b3_px8	b3_px9	b3_px10
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	50.226	49.968	50.413	51.415	50.766	50.446	51.264	51.123	50.540	50.306	51.236	50.499
TiO ₂	0.441	0.429	0.426	0.311	0.323	0.454	0.387	0.403	0.462	0.170	0.367	0.410
Al ₂ O ₃	1.357	1.397	1.257	1.207	1.463	1.529	1.253	1.210	1.391	1.245	1.296	1.328
FeO ^T	23.398	23.565	24.294	25.321	21.305	22.627	23.874	24.568	23.701	23.782	24.102	24.327
MnO	0.815	0.817	0.846	0.843	0.937	0.910	0.806	0.880	0.926	0.980	0.919	0.908
MgO	3.178	3.093	2.831	2.344	4.732	3.798	2.873	2.560	3.197	3.533	2.768	2.682
CaO	11.368	12.099	10.758	7.881	13.401	12.468	10.816	9.946	11.581	13.329	10.419	9.466
K ₂ O	0.021	0.003	0.002	n.d.	0.006	0.005	0.009	n.d.	0.013	0.001	0.008	0.002
Na ₂ O	7.224	6.793	7.314	9.413	6.131	6.783	7.187	8.330	7.051	6.089	7.701	8.475
Cr ₂ O ₃	0.019	0.028	n.d.	0.026	0.021	0.009	0.049	0.070	0.019	n.d.	0.028	n.d.
Total	98.047	98.192	98.141	98.761	99.085	99.029	98.518	99.090	98.881	99.435	98.844	98.097
Fe ₂ O ₃ calc.	19.514	18.647	19.155	24.824	17.016	18.926	17.086	22.113	18.960	17.870	19.396	23.011
FeO calc.	5.839	6.786	7.059	2.984	5.994	5.597	8.500	4.671	6.641	7.703	6.649	3.622
Total*	100.002	100.060	100.060	101.248	100.790	100.925	100.230	101.305	100.781	101.225	100.787	100.402
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.943	1.938	1.954	1.955	1.940	1.932	1.981	1.951	1.944	1.935	1.966	1.941
Al ^{IV}	0.057	0.062	0.046	0.045	0.060	0.068	0.019	0.049	0.056	0.056	0.034	0.059
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.005	0.002	0.012	0.010	0.006	0.001	0.038	0.005	0.007	0.000	0.025	0.001
Fe ^{3+VI}	0.568	0.544	0.559	0.710	0.489	0.545	0.497	0.635	0.549	0.509	0.560	0.666
Ti	0.013	0.013	0.012	0.009	0.009	0.013	0.011	0.012	0.013	0.005	0.011	0.012
Cr	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.183	0.179	0.164	0.133	0.270	0.217	0.165	0.146	0.183	0.203	0.158	0.154
Fe ²⁺	0.189	0.220	0.229	0.095	0.192	0.179	0.275	0.149	0.214	0.248	0.213	0.116
Mn	0.027	0.027	0.028	0.027	0.030	0.030	0.026	0.028	0.030	0.032	0.030	0.030
Ca	0.471	0.503	0.447	0.321	0.549	0.511	0.448	0.407	0.477	0.549	0.428	0.390
Na	0.542	0.511	0.550	0.694	0.454	0.504	0.538	0.616	0.526	0.454	0.573	0.632
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg#	49.2	44.8	41.7	58.3	58.5	54.7	37.6	49.4	46.2	45.0	42.6	56.9
%Wo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%En	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Fs	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Di	19.482	19.094	16.867	14.003	28.505	23.334	16.467	15.502	19.237	21.635	16.248	16.503
%Hd	22.920	26.366	26.456	12.861	23.463	22.466	29.956	18.894	25.582	29.870	24.961	15.676
%Aeg	57.598	54.540	56.676	73.136	48.033	54.200	53.577	65.604	55.181	48.495	58.791	67.822
%Q	43.765	46.882	43.289	28.337	52.640	47.398	45.192	36.264	45.392	52.397	41.115	34.316
%Jd	0.512	0.229	1.176	0.954	0.571	0.051	3.854	0.523	0.661	0.000	2.509	0.127
%Aeg	55.723	52.888	55.535	70.708	46.789	52.551	50.954	63.212	53.946	47.603	56.376	65.557
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	1.084	1.022	1.100	1.388	0.909	1.007	1.077	1.233	1.052	0.908	1.146	1.263
Q value	0.844	0.902	0.839	0.549	1.010	0.907	0.888	0.701	0.874	1.000	0.800	0.660
Piroxena	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48
Referência	b5_px13	b5_px13	b5_px14	b5_px15	b1_px1	b1_px2	b1_px4	b1_px6	b1_px7	b1_px8	b1_px9	b1_px10
Sector	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	50.670	50.363	51.501	51.444	50.419	49.394	50.184	49.986	50.315	50.225	50.153	50.177
TiO ₂	0.439	0.432	0.357	0.529	0.287	0.898	0.497	0.246	0.293	0.432	0.346	0.278
Al ₂ O ₃	1.368	1.299	1.297	1.274	1.090	1.375	1.535	1.170	1.169	1.223	1.220	1.110
FeO ^T	24.469	24.821	24.739	24.559	26.879	26.656	26.897	26.704	26.253	26.696	26.387	25.977
MnO	0.895	0.888	0.824	0.921	1.402	1.373	1.318	1.524	1.594	0.895	1.339	1.383
MgO	2.670	2.517	2.635	2.642	0.645	0.554	0.560	0.622	0.694	1.225	0.652	0.712
CaO	12.575	11.387	8.496	9.720	7.916	10.156	8.364	9.278	9.276	10.392	8.744	9.522
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	0.008	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.021	n.d.	0.005	0.036
Na ₂ O	6.557	7.141	9.059	8.098	9.149	7.748	8.971	8.405	8.291	7.769	8.717	8.498
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.019	0.042	0.075	0.065	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.039	0.054
Total	99.643	98.867	98.950	99.270	97.854	98.156	98.326	97.935	97.906	98.857	97.602	97.747
Fe ₂ O ₃ calc.	17.410	19.223	23.624	20.268	23.863	20.117	23.436	22.475	21.192	20.758	22.517	22.350
FeO calc.	8.803	7.524	3.482	6.321	5.407	8.555	5.809	6.481	7.184	8.018	6.126	5.866
Total*	101.387	100.793	101.317	101.301	100.245	100.171	100.674	100.187	100.029	100.937	99.858	99.986
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.949	1.946	1.956	1.964	1.961	1.939	1.946	1.954	1.967	1.949	1.960	1.960
Al ^{IV}	0.051	0.054	0.044	0.036	0.039	0.061	0.054	0.046	0.033	0.051	0.040	0.040
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.011	0.005	0.014	0.021	0.011	0.003	0.016	0.008	0.021	0.005	0.017	0.011
Fe ^{3+VI}	0.504	0.559	0.675	0.582	0.699	0.594	0.684	0.661	0.624	0.606	0.662	0.657
Ti	0.013	0.013	0.010	0.015	0.008	0.027	0.014	0.007	0.009	0.013	0.010	0.008
Cr	0.000	0.001	0.001	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.153	0.145	0.149	0.150	0.037	0.032	0.032	0.036	0.040	0.071	0.038	0.041
Fe ²⁺	0.283	0.243	0.111	0.202	0.176	0.281	0.188	0.212	0.235	0.260	0.200	0.192
Mn	0.029	0.029	0.027	0.030	0.046	0.046	0.043	0.050	0.053	0.029	0.044	0.046
Ca	0.518	0.471	0.346	0.398	0.330	0.427	0.347	0.389	0.389	0.432	0.366	0.398
Na	0.489	0.535	0.667	0.599	0.690	0.590	0.674	0.637	0.629	0.584	0.661	0.643
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002
Mg#	35.1	37.4	57.4	42.7	17.5	10.3	14.7	14.6	14.7	21.4	15.9	17.8
%Wo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%En	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Fs	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Di	16.041	15.227	15.649	15.322	3.939	3.418	3.449	3.874	4.228	7.499	4.028	4.495
%Hd	32.724	28.586	14.381	23.599	23.389	34.418	24.684	28.038	30.073	30.646	25.932	25.735
%Aeg	51.235	56.187	69.971	61.079	72.672	62.165	71.867	68.088	65.699	61.855	70.040	69.770
%Q	49.392	44.547	31.217	38.477	28.244	38.567	29.639	33.322	34.563	39.495	31.388	32.917
%Jd	1.066	0.468	1.413	2.152	1.152	0.308	1.597	0.765	2.166	0.450	1.679	1.082
%Aeg	49.541	54.986	67.370	59.371	70.604	61.125	68.764	65.914	63.271	60.054	66.932	66.001
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.978	1.070	1.334	1.199	1.380	1.180	1.349	1.274	1.257	1.169	1.321	1.287
Q value	0.954	0.859	0.606	0.750	0.543	0.741	0.568	0.637	0.664	0.763	0.604	0.632
Piroxena	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48
Referência	b2_px1	b2_px2	b2_px3	b2_px4	b2_px5	b2_px6	b2_px7	b3_px1	b3_px2	b3_px4	b3_px5	b3_px6
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	50.195	49.744	50.796	50.676	50.018	51.395	50.417	50.166	50.733	50.176	51.496	50.390
TiO ₂	0.266	0.952	0.304	0.656	1.030	0.261	0.280	1.026	0.434	1.265	0.288	0.323
Al ₂ O ₃	1.274	1.535	1.154	1.318	1.533	1.208	1.102	1.366	1.038	1.794	1.399	1.089
FeO ^T	26.232	27.004	26.462	26.180	25.848	26.726	26.574	26.199	26.168	25.027	26.205	26.401
MnO	1.422	1.237	1.403	1.309	1.250	1.123	1.371	1.193	1.494	1.173	1.265	1.360
MgO	0.803	0.550	0.707	0.560	0.521	0.660	0.719	0.732	0.678	1.197	0.650	0.690
CaO	8.808	10.286	9.264	8.457	9.615	6.211	8.275	8.083	9.188	9.849	7.549	8.715
K ₂ O	0.020	n.d.	0.008	0.006	0.019	0.014	0.016	0.004	0.004	0.005	0.030	0.009
Na ₂ O	8.400	7.743	8.463	8.917	8.046	10.155	8.830	8.094	8.857	7.833	9.062	8.324
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0.026	0.030	n.d.	0.037	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.032	0.026
Total	97.420	99.051	98.587	98.109	97.880	97.790	97.584	96.863	98.594	98.319	97.976	97.327
Fe ₂ O ₃ calc.	21.270	19.983	21.410	21.691	18.884	24.935	22.560	17.450	22.991	17.967	20.662	20.286
FeO calc.	7.093	9.023	7.197	6.662	8.856	4.289	6.274	10.497	5.481	8.860	7.614	8.147
Total*	99.551	101.053	100.732	100.282	99.772	100.288	99.844	98.611	100.897	100.119	100.046	99.359
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.969	1.936	1.970	1.969	1.962	1.983	1.970	1.988	1.961	1.954	1.999	1.982
Al ^{IV}	0.031	0.064	0.030	0.031	0.038	0.017	0.030	0.012	0.039	0.046	0.001	0.018
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.028	0.007	0.023	0.029	0.033	0.038	0.020	0.052	0.009	0.037	0.063	0.033
Fe ^{3+VI}	0.628	0.585	0.625	0.634	0.557	0.724	0.663	0.520	0.669	0.527	0.604	0.601
Ti	0.008	0.028	0.009	0.019	0.030	0.008	0.008	0.031	0.013	0.037	0.008	0.010
Cr	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.047	0.032	0.041	0.032	0.030	0.038	0.042	0.043	0.039	0.070	0.038	0.040
Fe ²⁺	0.233	0.294	0.233	0.216	0.291	0.138	0.205	0.348	0.177	0.289	0.247	0.268
Mn	0.047	0.041	0.046	0.043	0.042	0.037	0.045	0.040	0.049	0.039	0.042	0.045
Ca	0.370	0.429	0.385	0.352	0.404	0.257	0.346	0.343	0.381	0.411	0.314	0.367
Na	0.639	0.584	0.636	0.672	0.612	0.760	0.669	0.622	0.664	0.592	0.682	0.635
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Mg#	16.8	9.8	14.9	13.0	9.5	21.5	17.0	11.1	18.1	19.4	13.2	13.1
%Wo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%En	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Fs	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Di	4.862	3.357	4.272	3.366	3.127	3.903	4.357	4.106	4.206	7.032	3.730	4.093
%Hd	28.987	35.183	29.214	26.932	34.076	18.001	26.049	36.838	24.338	33.116	28.635	31.693
%Aeg	66.151	61.461	66.513	69.702	62.797	78.096	69.594	59.056	71.457	59.852	67.635	64.215
%Q	33.713	39.235	34.122	30.907	37.204	22.183	30.723	37.122	31.011	39.398	30.504	34.736
%Jd	2.793	0.705	2.346	3.068	3.489	3.835	2.062	5.731	0.881	3.949	6.578	3.370
%Aeg	63.494	60.061	63.531	66.025	59.307	73.981	67.215	57.147	68.108	56.653	62.918	61.895
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	1.278	1.169	1.273	1.344	1.224	1.519	1.338	1.244	1.328	1.183	1.364	1.270
Q value	0.650	0.755	0.659	0.601	0.725	0.433	0.593	0.734	0.597	0.769	0.599	0.676
Piroxena	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-48	CY-48	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103
Referência	b3_px7	b3_px8	b1_px1	b1_px2	b1_px3	b1_px4	b1_px5	b2_px1	b2_px2	b2_px3	b2_px4	b2_px5
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	49.710	50.265	52.464	51.889	52.151	51.929	51.823	52.117	51.790	52.116	51.637	52.363
TiO ₂	0.914	0.294	0.608	1.240	0.604	0.487	1.424	0.710	0.727	0.729	1.108	0.784
Al ₂ O ₃	1.331	1.110	1.675	1.839	1.617	1.566	1.522	1.626	1.599	1.659	1.442	1.417
FeO ^T	25.562	25.535	25.124	24.960	24.669	25.356	25.418	25.522	25.425	24.980	25.569	25.173
MnO	1.362	1.224	0.951	0.462	0.768	0.832	0.579	0.934	0.547	0.754	0.565	0.619
MgO	0.631	1.106	1.655	1.707	1.966	1.294	1.394	1.271	1.697	1.856	1.631	1.907
CaO	8.917	9.569	4.973	5.091	6.010	4.150	5.621	3.938	5.206	5.093	5.950	5.907
K ₂ O	0.073	0.013	n.d.	n.d.	0.008	0.029	0.014	0.008	0.007	n.d.	0.005	n.d.
Na ₂ O	8.128	8.045	10.906	11.019	10.364	11.447	10.808	11.430	10.961	10.884	10.285	10.578
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.040	0.002	n.d.	0.030	n.d.	n.d.	n.d.	0.048	n.d.	0.009	n.d.
Total	96.628	97.201	98.358	98.207	98.187	97.090	98.603	97.556	98.007	98.071	98.201	98.748
Fe ₂ O ₃ calc.	19.047	19.982	25.224	25.478	24.259	27.179	25.117	26.500	26.603	25.640	24.044	25.002
FeO calc.	8.423	7.555	2.427	2.035	2.840	0.900	2.818	1.677	1.487	1.909	3.934	2.676
Total*	98.536	99.203	100.885	100.760	100.618	99.813	101.119	100.211	100.672	100.640	100.610	101.253
Número de íons na base de 6 oxigênios, normalizado para 4 cátions												
Si	1.972	1.976	1.986	1.965	1.981	1.985	1.965	1.986	1.966	1.976	1.971	1.978
Al ^{IV}	0.028	0.024	0.014	0.035	0.019	0.015	0.035	0.014	0.034	0.024	0.029	0.022
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.034	0.028	0.061	0.047	0.054	0.055	0.033	0.059	0.038	0.051	0.036	0.041
Fe ^{3+VI}	0.569	0.591	0.719	0.726	0.694	0.782	0.717	0.760	0.760	0.732	0.691	0.711
Ti	0.027	0.009	0.017	0.035	0.017	0.014	0.041	0.020	0.021	0.021	0.032	0.022
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.037	0.065	0.093	0.096	0.111	0.074	0.079	0.072	0.096	0.105	0.093	0.107
Fe ²⁺	0.279	0.248	0.077	0.064	0.090	0.029	0.089	0.053	0.047	0.061	0.126	0.085
Mn	0.046	0.041	0.030	0.015	0.025	0.027	0.019	0.030	0.018	0.024	0.018	0.020
Ca	0.379	0.403	0.202	0.207	0.245	0.170	0.228	0.161	0.212	0.207	0.243	0.239
Na	0.625	0.613	0.801	0.809	0.763	0.848	0.794	0.844	0.807	0.800	0.761	0.775
K	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	11.8	20.7	54.9	59.9	55.2	71.9	46.9	57.5	67.0	63.4	42.5	56.0
%Wo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%En	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Fs	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Di	3.778	6.702	9.329	9.787	11.250	7.541	8.030	7.218	9.925	10.599	9.301	10.886
%Hd	32.927	29.896	10.719	8.050	11.614	5.696	11.000	8.357	6.697	8.562	14.415	10.576
%Aeg	63.295	63.402	79.952	82.164	77.135	86.763	80.971	84.425	83.377	80.839	76.283	78.537
%Q	35.752	36.870	18.852	18.503	22.616	13.836	19.968	14.500	18.034	18.875	23.271	21.762
%Jd	3.624	2.833	6.348	4.979	5.554	5.689	3.492	6.127	3.891	5.245	3.790	4.295
%Aeg	60.624	60.297	74.800	76.518	71.831	80.475	76.540	79.373	78.076	75.879	72.939	73.943
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	1.250	1.227	1.601	1.618	1.527	1.697	1.589	1.689	1.614	1.601	1.522	1.550
Q value	0.696	0.716	0.372	0.367	0.446	0.272	0.396	0.286	0.355	0.372	0.462	0.431
Piroxena	Ca-Na	Ca-Na	Na	Na	Ca-Na	Na	Na	Na	Na	Na	Ca-Na	Ca-Na

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103
Referência	b2_px6	b2_px7	b2_px8	b2_px9	b2_px11	b4_px1	b4_px2	b4_px3	b4_px4	b4_px5	b4_px6	b4_px7
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	52.308	51.589	52.455	51.940	51.932	52.044	51.799	51.990	51.703	51.390	51.929	51.777
TiO ₂	0.702	0.970	1.002	1.156	0.644	0.573	0.682	0.580	0.623	0.975	1.069	1.038
Al ₂ O ₃	1.813	1.208	1.708	1.712	1.603	1.670	1.622	1.620	1.651	1.783	1.679	1.678
FeO ^T	25.150	26.441	25.389	24.931	25.162	25.554	25.405	25.296	25.485	24.627	25.663	24.870
MnO	0.506	0.553	0.489	0.473	0.685	0.647	0.633	0.795	0.641	0.808	0.464	0.588
MgO	1.653	0.937	1.589	1.711	2.027	1.684	1.662	1.719	1.684	1.705	1.590	1.895
CaO	5.018	5.014	4.860	5.351	5.691	5.365	5.402	5.906	5.461	5.267	4.952	5.789
K ₂ O	0.033	0.002	0.011	0.017	0.010	0.009	0.017	0.002	n.d.	0.003	0.010	0.011
Na ₂ O	10.888	10.969	11.092	10.919	10.675	10.900	10.904	10.519	10.733	10.723	11.122	10.639
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.039	n.d.	n.d.	n.d.	0.032	n.d.	0.021	n.d.	n.d.	0.009	0.009
Total	98.071	97.722	98.595	98.210	98.429	98.478	98.126	98.448	97.981	97.281	98.487	98.294
Fe ₂ O ₃ calc.	24.945	26.009	25.321	25.394	26.241	26.568	26.661	25.366	26.134	25.156	26.514	25.316
FeO calc.	2.704	3.038	2.605	2.081	1.550	1.647	1.416	2.472	1.970	1.991	1.806	2.091
Total*	100.570	100.328	101.132	100.754	101.058	101.140	100.797	100.989	100.599	99.801	101.143	100.830
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.985	1.977	1.980	1.968	1.964	1.968	1.965	1.972	1.967	1.967	1.963	1.963
Al ^{IV}	0.015	0.023	0.020	0.032	0.036	0.032	0.035	0.028	0.033	0.033	0.037	0.037
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.066	0.031	0.056	0.045	0.036	0.042	0.038	0.044	0.041	0.048	0.038	0.038
Fe ^{3+VI}	0.712	0.750	0.719	0.724	0.747	0.756	0.761	0.724	0.748	0.725	0.754	0.722
Ti	0.020	0.028	0.028	0.033	0.018	0.016	0.019	0.017	0.018	0.028	0.030	0.030
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.093	0.054	0.089	0.097	0.114	0.095	0.094	0.097	0.096	0.097	0.090	0.107
Fe ²⁺	0.086	0.097	0.082	0.066	0.049	0.052	0.045	0.078	0.063	0.064	0.057	0.066
Mn	0.016	0.018	0.016	0.015	0.022	0.021	0.020	0.026	0.021	0.026	0.015	0.019
Ca	0.204	0.206	0.197	0.217	0.231	0.217	0.220	0.240	0.223	0.216	0.201	0.235
Na	0.801	0.815	0.812	0.802	0.783	0.799	0.802	0.774	0.792	0.796	0.815	0.782
K	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Mg#	52.1	35.5	52.1	59.4	70.0	64.6	67.7	55.4	60.4	60.4	61.1	61.8
%Wo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%En	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Fs	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Di	9.382	5.441	8.950	9.863	11.806	9.818	9.778	9.972	9.841	9.897	9.174	10.993
%Hd	10.242	11.721	9.795	8.278	7.331	7.531	6.788	10.664	8.585	9.148	7.365	8.742
%Aeg	80.376	82.838	81.255	81.859	80.863	82.651	83.434	79.364	81.574	80.955	83.461	80.266
%Q	19.307	17.957	18.486	19.143	20.103	18.566	18.266	21.175	19.386	19.152	17.559	20.711
%Jd	6.813	3.285	5.896	4.706	3.639	4.308	3.856	4.535	4.184	5.006	3.914	3.956
%Aeg	73.880	78.758	75.618	76.151	76.258	77.126	77.878	74.290	76.431	75.842	78.527	75.333
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	1.602	1.630	1.624	1.605	1.566	1.598	1.604	1.547	1.583	1.592	1.630	1.564
Q value	0.383	0.357	0.368	0.380	0.394	0.364	0.358	0.416	0.381	0.377	0.347	0.409
Piroxena	Na	Na	Na	Na	Ca-Na	Na	Na	Ca-Na	Na	Na	Na	Ca-Na

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-103	CY-103	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180
Referência	b4_px8	b4_px9	b1_px1	b1_px2	b1_px3	b1_px4	b1_px5	b1_px6	b1_px7	b1_px8	b1_px9	b1_px10
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	51.567	51.470	51.849	51.322	51.780	51.279	51.270	51.340	50.023	51.598	51.797	51.392
TiO ₂	1.677	0.817	0.291	0.671	0.595	0.670	0.407	1.198	0.555	0.528	0.497	0.823
Al ₂ O ₃	1.937	1.927	1.266	1.406	1.472	1.262	1.377	1.515	2.183	1.407	1.452	1.251
FeO ^T	24.658	25.458	21.945	25.700	24.921	26.565	26.257	26.947	26.547	25.536	25.084	27.251
MnO	0.462	0.487	1.294	1.006	1.341	0.725	0.850	0.495	1.020	1.094	0.929	0.677
MgO	1.887	1.514	4.016	1.434	1.617	0.967	1.347	0.683	1.232	1.416	1.790	0.499
CaO	5.395	4.823	9.666	5.461	5.309	5.151	4.075	4.530	5.589	4.768	5.500	5.023
K ₂ O	n.d.	0.012	0.014	0.016	n.d.	0.029	0.009	0.011	0.201	0.008	0.022	0.028
Na ₂ O	10.936	11.293	8.355	10.738	10.893	11.214	11.639	11.218	9.948	11.308	10.951	10.934
Cr ₂ O ₃	0.025	0.005	n.d.	0.046	n.d.	0.037	n.d.	n.d.	0.005	0.025	0.007	0.046
Total	98.544	97.806	98.696	97.800	97.928	97.899	97.231	97.937	97.303	97.688	98.029	97.924
Fe ₂ O ₃ calc.	25.495	27.727	21.473	26.827	26.696	28.660	29.181	26.730	25.964	28.379	27.477	26.510
FeO calc.	1.717	0.509	2.624	1.561	0.900	0.776	0.000	2.895	3.184	0.000	0.360	3.397
Total*	101.098	100.584	100.847	100.488	100.603	100.770	100.155	100.615	99.904	100.531	100.782	100.580
Número de íons na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.947	1.953	1.965	1.961	1.970	1.956	1.956	1.963	1.934	1.964	1.964	1.972
Al ^{IV}	0.053	0.047	0.035	0.039	0.030	0.044	0.044	0.037	0.066	0.036	0.036	0.028
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.033	0.040	0.021	0.024	0.036	0.013	0.018	0.031	0.034	0.027	0.029	0.029
Fe ^{3+VI}	0.724	0.792	0.612	0.771	0.764	0.823	0.864	0.769	0.755	0.814	0.784	0.765
Ti	0.048	0.023	0.008	0.019	0.017	0.019	0.012	0.034	0.016	0.015	0.014	0.024
Cr	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.106	0.086	0.227	0.082	0.092	0.055	0.077	0.039	0.071	0.080	0.101	0.029
Fe ²⁺	0.054	0.016	0.083	0.050	0.029	0.025	0.000	0.093	0.103	0.000	0.011	0.109
Mn	0.015	0.016	0.042	0.033	0.043	0.023	0.027	0.016	0.033	0.035	0.030	0.022
Ca	0.218	0.196	0.392	0.224	0.216	0.211	0.167	0.186	0.232	0.194	0.223	0.207
Na	0.801	0.831	0.614	0.795	0.803	0.829	0.861	0.832	0.746	0.834	0.805	0.813
K	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.010	0.000	0.001	0.001
Mg#	66.2	84.1	73.2	62.1	76.2	69.0	100.0	29.6	40.8	100.0	89.9	20.8
%Wo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%En	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Fs	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Di	10.885	9.032	23.500	8.512	9.483	5.897	7.939	3.976	7.450	8.456	10.679	2.934
%Hd	7.071	3.352	12.914	8.591	7.429	5.167	2.846	11.092	14.307	3.712	4.354	13.465
%Aeg	82.044	87.616	63.586	82.897	83.088	88.936	89.215	84.933	78.243	87.831	84.968	83.602
%Q	19.127	15.201	36.394	18.248	17.324	14.893	12.375	16.011	21.376	14.137	17.266	17.456
%Jd	3.546	4.034	2.118	2.482	3.679	1.288	1.812	3.277	3.352	2.727	2.975	2.965
%Aeg	77.327	80.765	61.488	79.270	78.997	83.819	85.812	80.711	75.272	83.136	79.759	79.578
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	1.601	1.662	1.228	1.591	1.607	1.659	1.722	1.663	1.492	1.669	1.610	1.627
Q value	0.379	0.298	0.702	0.355	0.337	0.290	0.243	0.317	0.406	0.275	0.336	0.344
Piroxena	Na	Na	Ca-Na	Na	Na	Na	Na	Na	Ca-Na	Na	Na	Na

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180
Referência	b1_px11	b1_px12	b2_px2	b2_px3	b2_px4	b2_px4	b2_px4	b2_px5	b2_px7	b2_px8	b2_px9	b2_px11
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	51.386	51.060	51.700	51.738	52.125	51.997	52.491	51.743	52.148	51.449	51.571	51.699
TiO ₂	0.586	0.734	0.524	0.530	0.526	0.578	0.488	0.524	0.636	0.485	0.519	0.590
Al ₂ O ₃	1.433	1.561	1.822	1.391	1.516	1.583	1.454	1.725	1.221	1.416	1.413	1.273
FeO ^T	25.818	25.663	25.837	25.466	25.851	26.127	25.830	25.489	25.941	26.128	25.618	25.498
MnO	0.907	0.802	0.998	1.112	1.108	1.106	1.077	1.050	1.036	0.768	1.255	1.160
MgO	1.451	1.293	1.563	1.383	1.241	1.243	1.280	1.240	1.408	1.369	1.321	1.457
CaO	5.052	5.053	4.987	4.667	4.101	4.361	4.467	4.207	2.930	4.085	4.904	5.780
K ₂ O	0.005	0.015	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.017	n.d.	0.010	0.006	0.010
Na ₂ O	10.738	10.995	10.907	11.189	11.572	11.473	11.535	11.483	11.475	11.498	11.189	10.584
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	0.035	0.002	n.d.	0.002	0.071	n.d.	n.d.	0.007	n.d.
Total	97.376	97.176	98.341	97.511	98.042	98.468	98.624	97.549	96.795	97.208	97.803	98.051
Fe ₂ O ₃ calc.	26.260	27.302	27.022	27.312	28.112	28.398	28.013	27.902	26.154	28.860	28.110	26.041
FeO calc.	2.189	1.097	1.522	0.890	0.556	0.574	0.624	0.383	2.407	0.160	0.324	2.066
Total*	100.007	99.911	101.048	100.247	100.858	101.313	101.431	100.344	99.415	100.099	100.619	100.660
Número de íons na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.971	1.959	1.960	1.975	1.975	1.965	1.978	1.970	2.003	1.965	1.964	1.972
Al ^{IV}	0.029	0.041	0.040	0.025	0.025	0.035	0.022	0.030	0.000	0.035	0.036	0.028
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.036	0.029	0.041	0.037	0.043	0.035	0.043	0.047	0.055	0.029	0.027	0.030
Fe ^{3+VI}	0.758	0.788	0.771	0.784	0.802	0.808	0.794	0.799	0.756	0.830	0.805	0.748
Ti	0.017	0.021	0.015	0.015	0.015	0.016	0.014	0.015	0.018	0.014	0.015	0.017
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.083	0.074	0.088	0.079	0.070	0.070	0.072	0.070	0.081	0.078	0.075	0.083
Fe ²⁺	0.070	0.035	0.048	0.028	0.018	0.018	0.020	0.012	0.077	0.005	0.010	0.066
Mn	0.029	0.026	0.032	0.036	0.036	0.035	0.034	0.034	0.034	0.025	0.040	0.037
Ca	0.208	0.208	0.203	0.191	0.167	0.177	0.180	0.172	0.121	0.167	0.200	0.236
Na	0.799	0.818	0.802	0.828	0.850	0.841	0.843	0.848	0.855	0.852	0.826	0.783
K	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	54.2	67.8	64.7	73.5	79.9	79.4	78.5	85.2	51.0	93.9	87.9	55.7
%Wo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%En	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Fs	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Di	8.456	7.759	9.103	8.104	7.201	7.263	7.423	7.300	7.706	8.125	7.878	8.550
%Hd	10.158	6.426	8.277	6.628	5.462	5.552	5.578	4.776	10.613	3.122	5.337	10.668
%Aeg	81.386	85.815	82.620	85.268	87.336	87.185	87.000	87.924	81.681	88.753	86.785	80.781
%Q	18.427	16.227	17.459	15.249	13.006	13.604	13.891	13.038	14.013	12.811	14.729	19.737
%Jd	3.690	3.004	4.192	3.850	4.442	3.624	4.387	4.846	5.859	2.964	2.784	3.055
%Aeg	77.883	80.770	78.348	80.902	82.553	82.772	81.722	82.116	80.128	84.225	82.486	77.208
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	1.597	1.636	1.603	1.656	1.701	1.681	1.686	1.695	1.709	1.703	1.652	1.566
Q value	0.361	0.317	0.339	0.298	0.254	0.265	0.272	0.254	0.279	0.250	0.285	0.385
Piroxena	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na	Na

CALCIOCARBONATITO INTRUSIVO												
Amostra	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116
Referência	px1	px2	px3	px8	px9	px10	px11	px13	px14	px15	px16	px17
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	52.533	52.677	53.108	52.378	52.659	52.942	52.987	52.914	51.645	51.877	52.756	52.358
TiO ₂	0.264	0.285	0.301	0.920	0.272	0.755	0.348	1.238	0.582	0.537	0.394	0.360
Al ₂ O ₃	1.194	1.162	1.184	1.721	1.345	1.429	1.434	1.578	1.298	2.426	1.445	0.998
FeO ^T	19.998	18.596	19.528	17.192	19.053	18.335	19.564	17.035	18.237	16.304	19.491	18.190
MnO	0.239	0.264	0.242	0.426	0.248	0.423	0.277	0.467	0.359	0.389	0.317	0.491
MgO	4.765	5.717	5.011	5.964	5.341	5.347	4.817	5.818	5.064	5.741	4.863	5.959
CaO	10.017	12.291	10.629	12.000	11.238	11.740	10.452	12.052	12.241	12.718	10.721	11.865
K ₂ O	n.d.	n.d.	0.014	0.006	0.002	0.006	0.013	0.016	n.d.	0.019	0.007	0.004
Na ₂ O	8.309	7.557	8.216	7.593	7.935	7.712	8.255	7.681	7.813	7.303	8.146	7.598
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.050	n.d.	0.005	n.d.	0.012	n.d.	0.031	0.024	n.d.	n.d.	n.d.
Total	97.319	98.599	98.233	98.205	98.093	98.701	98.147	98.830	97.263	97.314	98.140	97.823
Fe ₂ O ₃ calc.	18.939	18.445	18.545	17.110	18.682	16.813	18.300	16.224	19.182	16.261	18.417	18.696
FeO calc.	2.957	1.999	2.841	1.796	2.243	3.206	3.098	2.436	0.977	1.673	2.919	1.367
Total*	99.216	100.447	100.091	99.919	99.965	100.386	99.980	100.455	99.185	98.943	99.985	99.696
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	2.001	1.980	2.003	1.971	1.987	1.990	2.001	1.980	1.967	1.967	1.993	1.980
Al ^{IV}	0.000	0.020	0.000	0.029	0.013	0.010	0.000	0.020	0.033	0.033	0.007	0.020
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.054	0.031	0.053	0.047	0.047	0.054	0.064	0.050	0.026	0.076	0.058	0.025
Fe ^{3+VI}	0.543	0.522	0.526	0.484	0.531	0.476	0.520	0.457	0.550	0.464	0.524	0.532
Ti	0.008	0.008	0.009	0.026	0.008	0.021	0.010	0.035	0.017	0.015	0.011	0.010
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.271	0.320	0.282	0.335	0.301	0.300	0.271	0.325	0.288	0.325	0.274	0.336
Fe ²⁺	0.094	0.063	0.090	0.057	0.071	0.101	0.098	0.076	0.031	0.053	0.092	0.043
Mn	0.008	0.008	0.008	0.014	0.008	0.013	0.009	0.015	0.012	0.012	0.010	0.016
Ca	0.409	0.495	0.429	0.484	0.454	0.473	0.423	0.483	0.500	0.517	0.434	0.481
Na	0.614	0.551	0.601	0.554	0.581	0.562	0.604	0.557	0.577	0.537	0.597	0.557
K	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg#	74.2	83.6	75.9	85.5	80.9	74.8	73.5	81.0	90.2	86.0	74.8	88.6
%Wo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%En	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Fs	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Di	27.439	33.995	28.753	34.900	31.307	30.702	27.607	33.360	31.694	35.009	28.150	35.288
%Hd	10.334	7.561	9.933	7.312	8.200	11.707	10.861	9.358	4.707	7.069	10.522	6.194
%Aeg	62.228	58.444	61.314	57.788	60.493	57.591	61.532	57.281	63.598	57.921	61.328	58.518
%Q	38.662	44.360	39.994	44.123	41.556	43.720	39.580	44.232	41.488	45.438	40.135	43.560
%Jd	5.512	3.164	5.455	4.935	4.781	5.692	6.605	5.511	2.613	7.664	5.942	2.497
%Aeg	55.826	52.476	54.552	50.943	53.663	50.588	53.815	50.258	55.899	46.898	53.922	53.943
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	1.227	1.101	1.201	1.108	1.161	1.124	1.209	1.115	1.154	1.074	1.194	1.114
Q value	0.774	0.878	0.801	0.875	0.826	0.873	0.792	0.884	0.818	0.894	0.800	0.860
Piroxena	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

ROCHAS MÁFICAS												
Amostra	CY-31	CY-31	CY-31	CY-31	CY-31	CY-31	CY-31	CY-31	CY-31	CY-31	CY-31	CY-32
Referência	b2_px3	b2_px3	b2_px4	b2_px6	b3_px3	b3_px3	b3_px3	b3_px4	b3_px5	b3_px6	b3_px8	b1_px1
Sector	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo
Tipo	MF	MF	MF	M	MF	MF	MF	MF	M	M	M	F
SiO ₂	45.789	46.818	44.118	47.386	50.339	47.510	44.473	47.099	47.251	47.500	50.879	47.307
TiO ₂	2.971	3.139	4.396	3.080	2.207	2.702	4.246	3.045	3.060	2.963	2.102	3.017
Al ₂ O ₃	7.069	5.738	8.521	5.853	2.270	6.505	8.350	5.739	5.449	5.728	1.967	5.768
FeO ^T	6.461	5.632	5.962	5.502	6.815	6.181	6.080	5.467	5.636	5.592	6.380	6.733
MnO	0.091	0.142	0.139	0.111	0.197	0.085	0.133	0.133	0.106	0.094	0.218	0.088
MgO	12.707	13.274	11.913	13.267	13.321	12.905	11.789	13.411	13.342	13.427	13.517	13.610
CaO	22.361	22.760	22.450	22.728	22.252	22.640	22.762	23.123	23.151	22.977	22.651	23.260
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	0.009	0.004	n.d.	0.012	0.014	0.012	0.015	0.008	0.009
Na ₂ O	0.697	0.714	0.731	0.756	1.151	0.716	0.690	0.613	0.569	0.500	0.914	0.466
Cr ₂ O ₃	0.050	0.055	0.081	0.074	0.083	0.045	0.085	0.039	0.116	0.071	n.d.	0.053
Total	98.196	98.272	98.311	98.766	98.639	99.289	98.620	98.683	98.692	98.867	98.636	100.311
Fe ₂ O ₃ calc.	4.068	3.448	3.093	2.760	2.712	2.619	2.924	3.290	2.900	2.179	1.388	4.213
FeO calc.	2.800	2.530	3.179	3.018	4.375	3.824	3.449	2.506	3.026	3.631	5.131	2.942
Total*	98.604	98.617	98.621	99.043	98.911	99.551	98.913	99.013	98.983	99.085	98.775	100.733
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.726	1.761	1.667	1.772	1.890	1.770	1.677	1.763	1.772	1.777	1.911	1.748
Al ^{IV}	0.274	0.239	0.333	0.228	0.100	0.230	0.323	0.237	0.228	0.223	0.087	0.251
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001
Al ^{VI}	0.040	0.015	0.046	0.030	0.000	0.056	0.048	0.017	0.012	0.030	0.000	0.000
Fe ^{3+VI}	0.115	0.098	0.088	0.078	0.067	0.073	0.083	0.093	0.082	0.061	0.037	0.116
Ti	0.084	0.089	0.125	0.087	0.062	0.076	0.120	0.086	0.086	0.083	0.059	0.084
Cr	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.003	0.001	0.003	0.002	0.000	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.714	0.744	0.671	0.740	0.746	0.717	0.663	0.748	0.746	0.749	0.757	0.750
Fe ²⁺	0.088	0.080	0.100	0.094	0.137	0.119	0.109	0.078	0.095	0.114	0.161	0.091
Mn	0.003	0.005	0.004	0.004	0.006	0.003	0.004	0.004	0.003	0.003	0.007	0.003
Ca	0.903	0.917	0.909	0.911	0.895	0.904	0.920	0.928	0.930	0.921	0.912	0.921
Na	0.051	0.052	0.054	0.055	0.084	0.052	0.050	0.044	0.041	0.036	0.067	0.033
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000
Mg#	89.0	90.3	87.0	88.7	84.4	85.7	85.9	90.5	88.7	86.8	82.4	89.2
%Wo	49.519	49.762	51.268	49.875	48.100	49.772	51.713	50.098	50.113	49.843	48.596	48.946
%En	39.154	40.381	37.853	40.508	40.065	39.474	37.266	40.429	40.184	40.527	40.350	39.849
%Fs	11.327	9.857	10.878	9.617	11.835	10.754	11.021	9.473	9.704	9.630	11.054	11.205
%Di	83.400	84.535	80.898	82.885	76.628	80.507	80.214	85.475	84.230	83.048	76.334	85.508
%Hd	10.650	9.551	12.646	10.972	14.760	13.684	13.680	9.443	11.098	12.929	16.953	10.684
%Aeg	5.950	5.914	6.456	6.143	8.611	5.809	6.106	5.081	4.672	4.022	6.713	3.808
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.102	0.104	0.107	0.110	0.168	0.103	0.101	0.089	0.083	0.073	0.133	0.067
Q value	1.705	1.741	1.680	1.745	1.778	1.740	1.691	1.754	1.771	1.784	1.829	1.762
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32
Referência	b1_px1	b1_px2	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px5	b1_px5	b1_px5	b1_px7	b1_px7	b1_px7	b1_px10
Sector	bordo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo
Tipo	F	F	F	F	F	MF	MF	MF	MF	MF	MF	M
SiO ₂	47.857	46.161	44.408	45.282	47.014	48.930	41.837	45.341	46.725	46.702	48.094	45.697
TiO ₂	2.506	3.311	3.413	3.747	3.159	2.419	3.452	3.591	3.116	2.919	3.063	3.899
Al ₂ O ₃	5.314	7.318	7.566	8.226	7.086	5.119	11.715	7.883	7.063	6.655	5.376	7.778
FeO ^T	6.088	7.115	7.658	6.861	6.546	5.950	8.725	6.773	6.492	6.277	6.761	6.771
MnO	0.111	0.102	0.136	0.081	0.116	0.116	0.258	0.040	0.081	0.085	0.115	0.125
MgO	14.298	12.452	12.279	12.623	13.072	14.187	10.795	12.621	13.189	13.675	13.728	12.608
CaO	23.633	23.284	22.870	23.072	23.082	23.482	22.440	23.290	23.254	23.050	23.329	23.369
K ₂ O	0.003	0.007	n.d.	n.d.	0.005	0.002	0.008	0.010	0.001	n.d.	0.002	n.d.
Na ₂ O	0.467	0.608	0.812	0.570	0.538	0.445	0.804	0.564	0.570	0.596	0.449	0.591
Cr ₂ O ₃	0.015	0.048	0.076	0.096	0.097	0.065	0.097	0.088	0.198	0.111	0.057	0.006
Total	100.292	100.406	99.218	100.558	100.715	100.715	100.131	100.201	100.689	100.070	100.974	100.844
Fe ₂ O ₃ calc.	5.181	4.347	7.312	4.591	3.322	3.142	8.446	4.834	4.278	5.074	3.403	4.339
FeO calc.	1.426	3.203	1.079	2.730	3.557	3.123	1.125	2.423	2.643	1.711	3.699	2.867
Total*	100.811	100.842	99.951	101.018	101.048	101.030	100.977	100.685	101.118	100.578	101.315	101.279
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.760	1.709	1.662	1.672	1.731	1.794	1.556	1.680	1.719	1.724	1.767	1.684
Al ^{IV}	0.230	0.291	0.334	0.328	0.269	0.206	0.444	0.320	0.281	0.276	0.233	0.316
Fe ^{3+IV}	0.009	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.000	0.028	0.000	0.030	0.038	0.015	0.070	0.024	0.025	0.013	0.000	0.022
Fe ^{3+VI}	0.134	0.121	0.202	0.128	0.092	0.087	0.236	0.135	0.118	0.141	0.094	0.120
Ti	0.069	0.092	0.096	0.104	0.087	0.067	0.097	0.100	0.086	0.081	0.085	0.108
Cr	0.000	0.001	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003	0.003	0.006	0.003	0.002	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.784	0.687	0.685	0.695	0.717	0.776	0.599	0.697	0.723	0.752	0.752	0.693
Fe ²⁺	0.044	0.099	0.034	0.084	0.109	0.096	0.035	0.075	0.081	0.053	0.114	0.088
Mn	0.003	0.003	0.004	0.003	0.004	0.004	0.008	0.001	0.003	0.003	0.004	0.004
Ca	0.931	0.924	0.917	0.913	0.910	0.923	0.894	0.924	0.917	0.911	0.918	0.923
Na	0.033	0.044	0.059	0.041	0.038	0.032	0.058	0.041	0.041	0.043	0.032	0.042
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	94.7	87.4	95.3	89.2	86.8	89.0	94.5	90.3	89.9	93.4	86.9	88.7
%Wo	48.862	50.350	49.674	50.097	49.669	48.964	50.456	50.445	49.756	48.997	48.807	50.478
%En	41.132	37.466	37.109	38.136	39.139	41.161	33.773	38.036	39.265	40.446	39.962	37.893
%Fs	10.006	12.184	13.217	11.767	11.192	9.875	15.771	11.519	10.979	10.558	11.231	11.629
%Di	90.674	82.476	87.598	84.482	82.563	85.550	85.551	85.644	85.317	88.462	83.442	83.741
%Hd	5.474	12.286	4.868	10.557	13.018	10.960	6.162	9.379	9.888	6.523	13.009	11.154
%Aeg	3.852	5.238	7.534	4.961	4.419	3.490	8.287	4.978	4.796	5.014	3.549	5.105
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.067	0.087	0.118	0.082	0.077	0.063	0.116	0.081	0.081	0.085	0.064	0.084
Q value	1.759	1.710	1.636	1.692	1.737	1.794	1.528	1.697	1.721	1.717	1.784	1.704
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-61	CY-61
Referência	b1_px11	b1_px12	b1_px13	b1_px14	b1_px15	b1_px16	b1_px17	b1_px19	b1_px20	b1_px21	b1_px1	b1_px1
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo
Tipo	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	F	F
SiO ₂	42.802	48.683	46.967	48.587	45.504	47.860	48.130	48.543	45.131	48.284	47.174	48.136
TiO ₂	3.175	2.534	2.985	2.399	3.533	3.001	1.710	2.602	3.568	2.473	3.040	2.692
Al ₂ O ₃	9.680	5.234	5.744	5.343	7.860	5.658	4.292	5.027	6.729	5.284	6.016	5.377
FeO ^T	11.904	6.161	6.896	6.368	6.467	6.715	11.913	5.995	7.565	5.868	7.507	9.221
MnO	0.278	0.100	0.155	0.096	0.075	0.098	0.607	0.097	0.113	0.092	0.085	0.193
MgO	7.993	14.090	13.714	14.202	12.818	13.500	9.639	14.255	12.255	14.013	12.507	11.103
CaO	22.273	23.125	23.102	22.808	23.046	23.139	22.161	23.419	23.192	23.258	23.301	23.041
K ₂ O	n.d.	0.003	n.d.	0.001	0.007	0.007	0.003	n.d.	0.002	n.d.	0.009	n.d.
Na ₂ O	1.197	0.451	0.465	0.518	0.482	0.444	1.401	0.450	0.684	0.472	0.628	1.004
Cr ₂ O ₃	0.077	0.090	0.043	0.102	0.163	0.038	0.045	0.077	0.044	0.081	0.095	0.105
Total	99.379	100.471	100.071	100.424	99.955	100.460	99.901	100.465	99.283	99.825	100.362	100.872
Fe ₂ O ₃ calc.	7.206	2.906	4.899	3.503	3.985	2.975	6.133	3.566	5.825	3.297	3.932	3.783
FeO calc.	5.420	3.546	2.488	3.216	2.881	4.038	6.395	2.786	2.323	2.901	3.969	5.817
Total*	100.101	100.762	100.562	100.775	100.354	100.758	100.515	100.822	99.867	100.155	100.756	101.251
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.631	1.791	1.739	1.786	1.689	1.768	1.819	1.785	1.693	1.786	1.750	1.789
Al ^{IV}	0.369	0.209	0.251	0.214	0.311	0.232	0.181	0.215	0.297	0.214	0.250	0.211
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.066	0.018	0.000	0.018	0.033	0.014	0.011	0.003	0.000	0.016	0.013	0.024
Fe ^{3+VI}	0.207	0.080	0.127	0.097	0.111	0.083	0.174	0.099	0.155	0.092	0.110	0.106
Ti	0.091	0.070	0.083	0.066	0.099	0.083	0.049	0.072	0.101	0.069	0.085	0.075
Cr	0.002	0.003	0.001	0.003	0.005	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.003	0.003
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.454	0.773	0.757	0.778	0.709	0.743	0.543	0.781	0.685	0.773	0.692	0.615
Fe ²⁺	0.173	0.109	0.077	0.099	0.089	0.125	0.202	0.086	0.073	0.090	0.123	0.181
Mn	0.009	0.003	0.005	0.003	0.002	0.003	0.019	0.003	0.004	0.003	0.003	0.006
Ca	0.910	0.912	0.917	0.898	0.916	0.916	0.898	0.923	0.932	0.922	0.926	0.917
Na	0.088	0.032	0.033	0.037	0.035	0.032	0.103	0.032	0.050	0.034	0.045	0.072
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	72.4	87.6	90.8	88.7	88.8	85.6	72.9	90.1	90.4	89.6	84.9	77.3
%Wo	51.911	48.564	48.443	47.901	50.113	48.980	48.865	48.780	50.158	49.059	49.970	50.264
%En	25.921	41.171	40.013	41.501	38.782	39.761	29.573	41.313	36.878	41.127	37.320	33.702
%Fs	22.168	10.265	11.544	10.598	11.105	11.259	21.562	9.907	12.964	9.815	12.710	16.034
%Di	62.698	84.257	86.783	84.867	84.866	82.325	62.618	86.613	84.446	85.935	80.179	70.353
%Hd	25.090	12.236	9.390	11.107	10.984	14.154	25.545	9.831	9.424	10.301	14.585	21.373
%Aeg	12.212	3.508	3.827	4.026	4.150	3.521	11.837	3.556	6.130	3.765	5.236	8.274
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.177	0.064	0.067	0.074	0.069	0.064	0.205	0.064	0.099	0.068	0.090	0.145
Q value	1.536	1.793	1.751	1.776	1.715	1.784	1.643	1.789	1.690	1.784	1.741	1.713
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61
Referência	b1_px1	b1_px2	b1_px2	b1_px2	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px4	b1_px4	b1_px4	b1_px5	b1_px5
Sector	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	MF	MF
SiO ₂	47.193	41.846	48.068	44.552	47.927	47.507	48.347	47.215	45.179	45.496	44.293	46.757
TiO ₂	3.517	5.224	2.918	3.476	2.706	2.986	2.674	2.803	3.727	3.370	3.811	2.967
Al ₂ O ₃	5.825	9.486	6.069	7.460	5.446	6.710	5.315	5.279	7.726	7.465	7.768	6.043
FeO ^T	6.972	8.793	6.287	7.529	6.642	6.219	6.625	7.229	6.756	6.336	8.388	7.389
MnO	0.120	0.093	0.086	0.133	0.151	0.065	0.120	0.135	0.028	0.075	0.146	0.157
MgO	12.692	10.238	13.496	12.119	13.453	13.202	13.230	12.929	12.271	12.836	11.401	12.628
CaO	23.068	22.928	23.489	23.268	23.270	23.355	23.306	23.238	23.098	23.194	23.046	23.288
K ₂ O	n.d.	n.d.	0.008	0.003	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	0.001	n.d.	0.015	0.006
Na ₂ O	0.539	0.799	0.516	0.621	0.513	0.539	0.515	0.512	0.529	0.572	0.690	0.534
Cr ₂ O ₃	0.028	0.089	0.138	0.038	0.037	0.077	0.056	0.078	0.159	0.129	0.089	0.098
Total	99.954	99.496	101.075	99.199	100.145	100.660	100.189	99.418	99.474	99.473	99.647	99.867
Fe ₂ O ₃ calc.	2.420	6.092	3.157	6.187	3.584	3.054	2.628	3.979	3.703	4.699	5.823	4.235
FeO calc.	4.794	3.311	3.446	1.962	3.417	3.471	4.261	3.648	3.424	2.107	3.148	3.578
Total*	100.196	100.106	101.391	99.819	100.504	100.966	100.452	99.817	99.845	99.944	100.230	100.291
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.759	1.582	1.762	1.672	1.774	1.748	1.791	1.766	1.690	1.695	1.663	1.743
Al ^{IV}	0.241	0.418	0.238	0.328	0.226	0.252	0.209	0.233	0.310	0.305	0.337	0.257
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.014	0.004	0.024	0.002	0.011	0.039	0.023	0.000	0.030	0.022	0.006	0.008
Fe ^{3+VI}	0.068	0.173	0.087	0.175	0.100	0.085	0.073	0.111	0.104	0.132	0.164	0.119
Ti	0.099	0.148	0.080	0.098	0.075	0.083	0.074	0.079	0.105	0.094	0.108	0.083
Cr	0.001	0.003	0.004	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.005	0.004	0.003	0.003
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.705	0.577	0.737	0.678	0.742	0.724	0.730	0.721	0.684	0.713	0.638	0.702
Fe ²⁺	0.149	0.105	0.106	0.062	0.106	0.107	0.132	0.114	0.107	0.066	0.099	0.112
Mn	0.004	0.003	0.003	0.004	0.005	0.002	0.004	0.004	0.001	0.002	0.005	0.005
Ca	0.921	0.928	0.922	0.935	0.923	0.921	0.925	0.931	0.926	0.926	0.927	0.930
Na	0.039	0.059	0.037	0.045	0.037	0.038	0.037	0.037	0.038	0.041	0.050	0.039
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Mg#	82.5	84.6	87.5	91.7	87.5	87.1	84.7	86.3	86.5	91.6	86.6	86.3
%Wo	49.861	51.979	49.720	50.460	49.205	50.086	49.608	49.467	50.801	50.357	50.571	49.814
%En	38.171	32.295	39.749	36.568	39.580	39.394	39.183	38.294	37.552	38.776	34.809	37.584
%Fs	11.968	15.726	10.531	12.972	11.215	10.520	11.209	12.239	11.647	10.866	14.620	12.602
%Di	78.584	77.634	83.571	85.932	83.442	83.098	80.878	82.254	82.381	86.702	80.587	81.899
%Hd	17.075	14.487	12.274	8.341	12.420	12.490	15.028	13.509	13.000	8.273	13.070	13.597
%Aeg	4.340	7.880	4.156	5.727	4.138	4.412	4.095	4.236	4.619	5.025	6.343	4.504
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.078	0.117	0.073	0.090	0.074	0.077	0.074	0.074	0.077	0.083	0.100	0.077
Q value	1.776	1.610	1.765	1.675	1.771	1.751	1.787	1.766	1.717	1.704	1.664	1.743
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61
Referência	b1_px5	b1_px6	b1_px6	b1_px7	b1_px7	b1_px7	b1_px9	b1_px9	b1_px9	b1_px8	b2_px2	b2_px2
Sector	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	F	F
SiO ₂	44.496	47.443	48.921	46.299	46.694	47.035	43.248	42.263	44.475	46.893	44.435	46.363
TiO ₂	4.238	2.506	2.468	2.872	3.126	2.888	3.844	4.250	3.819	3.166	4.126	3.000
Al ₂ O ₃	7.784	5.684	5.488	5.790	6.852	6.751	8.427	8.507	8.114	6.264	8.701	7.514
FeO ^T	7.206	6.742	5.992	6.789	6.339	6.235	7.925	9.469	8.087	7.311	7.949	7.282
MnO	0.082	0.090	0.131	0.129	0.117	0.068	0.107	0.126	0.196	0.118	0.107	0.122
MgO	11.922	13.729	14.125	13.286	13.119	13.284	11.477	10.163	11.326	12.813	11.365	12.322
CaO	22.935	22.769	23.092	23.487	23.260	22.994	23.165	22.828	22.901	23.168	22.824	23.124
K ₂ O	0.028	0.006	0.008	0.004	n.d.	0.001	0.032	0.010	0.011	n.d.	0.005	n.d.
Na ₂ O	0.563	0.550	0.489	0.526	0.550	0.544	0.726	0.774	0.753	0.554	0.685	0.566
Cr ₂ O ₃	0.062	0.106	0.143	0.055	0.092	0.100	0.048	0.080	0.090	0.054	0.069	0.033
Total	99.316	99.625	100.857	99.237	100.149	99.900	98.999	98.470	99.772	100.341	100.266	100.326
Fe ₂ O ₃ calc.	4.005	4.514	2.738	5.779	3.943	3.478	7.183	6.914	5.251	4.003	4.341	3.872
FeO calc.	3.603	2.680	3.528	1.589	2.791	3.106	1.461	3.248	3.362	3.709	4.043	3.798
Total*	99.717	100.077	101.131	99.816	100.544	100.248	99.719	99.163	100.298	100.742	100.701	100.714
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.672	1.761	1.791	1.729	1.727	1.742	1.629	1.615	1.666	1.738	1.656	1.718
Al ^{IV}	0.328	0.239	0.209	0.255	0.273	0.258	0.371	0.383	0.334	0.262	0.344	0.282
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.016	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.016	0.010	0.028	0.000	0.026	0.037	0.003	0.000	0.024	0.012	0.038	0.046
Fe ^{3+VI}	0.113	0.126	0.075	0.146	0.110	0.097	0.204	0.197	0.148	0.112	0.122	0.108
Ti	0.120	0.070	0.068	0.081	0.087	0.080	0.109	0.122	0.108	0.088	0.116	0.084
Cr	0.002	0.003	0.004	0.002	0.003	0.003	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002	0.001
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.668	0.760	0.771	0.740	0.723	0.733	0.644	0.579	0.632	0.708	0.632	0.681
Fe ²⁺	0.113	0.083	0.108	0.050	0.086	0.096	0.046	0.104	0.105	0.115	0.126	0.118
Mn	0.003	0.003	0.004	0.004	0.004	0.002	0.003	0.004	0.006	0.004	0.003	0.004
Ca	0.923	0.906	0.906	0.940	0.922	0.912	0.935	0.934	0.919	0.920	0.911	0.918
Na	0.041	0.040	0.035	0.038	0.039	0.039	0.053	0.057	0.055	0.040	0.050	0.041
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg#	85.5	90.1	87.7	93.7	89.3	88.4	93.3	84.8	85.7	86.0	83.4	85.3
%Wo	50.727	48.234	48.588	49.578	49.963	49.558	51.019	51.346	50.748	49.509	50.803	50.216
%En	36.689	40.467	41.353	39.021	39.210	39.837	35.171	31.806	34.921	38.097	35.198	37.231
%Fs	12.584	11.299	10.059	11.401	10.827	10.605	13.810	16.848	14.331	12.394	13.999	12.553
%Di	80.982	85.813	84.003	88.961	84.822	84.223	86.282	77.798	79.187	81.710	77.923	80.758
%Hd	14.044	9.716	12.214	6.458	10.553	11.291	6.620	14.496	13.965	13.695	15.968	14.417
%Aeg	4.974	4.471	3.782	4.581	4.625	4.486	7.098	7.706	6.847	4.595	6.108	4.825
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.082	0.079	0.069	0.076	0.079	0.078	0.106	0.115	0.109	0.080	0.099	0.081
Q value	1.704	1.748	1.785	1.729	1.732	1.742	1.625	1.617	1.657	1.743	1.669	1.717
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-61	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99
Referência	b2_px6	b1_px2	b1_px2	b1_px2	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px4	b1_px4	b1_px4	b1_px5	b1_px5
Sector	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	F	F
SiO ₂	46.834	46.901	43.101	46.552	45.980	47.533	47.366	45.546	44.922	44.793	46.905	45.271
TiO ₂	3.124	3.576	4.614	3.603	3.551	2.866	3.003	4.056	3.238	3.847	3.446	2.823
Al ₂ O ₃	7.064	6.042	7.911	6.268	5.861	5.544	5.685	7.285	7.519	8.251	5.657	6.471
FeO ^T	6.325	5.980	7.530	6.069	6.191	5.881	5.927	6.170	11.271	6.663	6.015	10.505
MnO	0.075	0.080	0.101	0.097	0.173	0.112	0.126	0.102	0.293	0.099	0.087	0.296
MgO	12.973	13.019	11.808	12.973	13.151	13.481	13.366	12.565	8.955	12.096	13.150	9.703
CaO	23.134	23.646	23.221	23.661	23.659	23.447	23.359	23.392	21.606	23.238	23.327	22.182
K ₂ O	n.d.	0.006	n.d.	0.016	0.011	n.d.	0.011	n.d.	0.014	0.015	0.001	0.002
Na ₂ O	0.557	0.510	0.472	0.542	0.483	0.531	0.533	0.642	1.463	0.602	0.425	1.198
Cr ₂ O ₃	0.153	0.057	0.074	0.061	0.095	0.058	0.070	0.058	0.058	0.069	0.080	0.055
Total	100.239	99.817	98.832	99.842	99.155	99.453	99.446	99.816	99.339	99.673	99.093	98.506
Fe ₂ O ₃ calc.	3.264	2.943	5.482	3.627	4.689	3.459	3.305	3.899	6.013	4.349	2.465	6.012
FeO calc.	3.388	3.332	2.598	2.805	1.972	2.769	2.953	2.662	5.860	2.749	3.797	5.095
Total*	100.566	100.112	99.381	100.205	99.625	99.800	99.777	100.207	99.941	100.109	99.340	99.108
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.732	1.744	1.631	1.730	1.721	1.768	1.763	1.695	1.707	1.671	1.758	1.730
Al ^{IV}	0.268	0.256	0.353	0.270	0.259	0.232	0.237	0.305	0.293	0.329	0.242	0.270
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.017	0.000	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.039	0.009	0.000	0.005	0.000	0.011	0.013	0.014	0.043	0.034	0.007	0.022
Fe ^{3+VI}	0.091	0.082	0.139	0.101	0.112	0.097	0.093	0.109	0.172	0.122	0.070	0.173
Ti	0.087	0.100	0.131	0.101	0.100	0.080	0.084	0.113	0.093	0.108	0.097	0.081
Cr	0.004	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.715	0.722	0.666	0.719	0.734	0.748	0.742	0.697	0.507	0.673	0.735	0.553
Fe ²⁺	0.105	0.104	0.082	0.087	0.062	0.086	0.092	0.083	0.186	0.086	0.119	0.163
Mn	0.002	0.003	0.003	0.003	0.005	0.004	0.004	0.003	0.009	0.003	0.003	0.010
Ca	0.916	0.942	0.941	0.942	0.949	0.935	0.932	0.932	0.879	0.929	0.936	0.908
Na	0.040	0.037	0.035	0.039	0.035	0.038	0.038	0.046	0.108	0.044	0.031	0.089
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Mg#	87.2	87.4	89.0	89.2	92.2	89.7	89.0	89.4	73.1	88.7	86.1	77.2
%Wo	50.094	50.861	50.914	50.856	50.417	50.011	50.038	51.106	50.136	51.244	50.287	50.281
%En	39.087	38.963	36.024	38.797	38.994	40.009	39.838	38.196	28.913	37.114	39.443	30.603
%Fs	10.819	10.176	13.062	10.347	10.589	9.980	10.124	10.698	20.952	11.641	10.269	19.117
%Di	82.943	83.473	84.728	84.754	87.770	85.385	84.663	84.041	62.571	83.550	82.797	67.912
%Hd	12.425	12.274	10.868	10.641	8.038	10.241	10.946	10.374	24.134	11.042	13.722	21.183
%Aeg	4.632	4.253	4.405	4.605	4.192	4.374	4.391	5.585	13.295	5.408	3.480	10.905
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.080	0.074	0.069	0.078	0.070	0.077	0.077	0.093	0.216	0.087	0.062	0.178
Q value	1.736	1.767	1.689	1.748	1.744	1.768	1.765	1.712	1.573	1.687	1.790	1.624
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99
Referência	b1_px5	b1_px6	b1_px6	b1_px6	b1_px7	b1_px7	b1_px7	b1_px8	b1_px8	b1_px8	b1_px9	b1_px9
Sector	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	F	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	47.271	47.951	49.135	45.429	43.622	47.292	44.617	47.818	46.497	43.781	45.936	46.742
TiO ₂	3.261	3.207	1.255	4.033	4.780	2.827	4.255	3.861	2.157	4.057	4.250	3.357
Al ₂ O ₃	5.414	5.114	3.966	7.045	8.294	6.002	7.267	4.927	5.961	8.725	6.731	5.996
FeO ^T	6.065	5.776	10.860	6.678	7.037	6.285	6.616	7.032	11.593	6.809	6.434	5.775
MnO	0.116	0.162	0.467	0.178	0.104	0.119	0.144	0.125	0.387	0.101	0.098	0.123
MgO	13.519	13.429	10.162	12.038	11.326	13.587	12.139	12.267	9.037	11.793	12.449	13.245
CaO	23.485	23.720	22.084	23.467	23.206	22.960	23.279	23.453	21.913	23.034	23.507	23.686
K ₂ O	n.d.	0.006	n.d.	0.008	0.011	0.004	0.016	0.013	0.004	n.d.	0.016	n.d.
Na ₂ O	0.473	0.544	1.493	0.606	0.689	0.526	0.675	0.683	1.363	0.666	0.630	0.483
Cr ₂ O ₃	0.056	0.063	0.083	0.082	0.089	0.161	0.071	0.104	0.042	0.080	0.083	0.047
Total	99.660	99.972	99.505	99.564	99.158	99.763	99.079	100.283	98.954	99.046	100.134	99.454
Fe ₂ O ₃ calc.	3.452	2.875	5.314	3.632	4.258	3.779	4.697	1.810	5.515	5.037	3.402	3.539
FeO calc.	2.959	3.189	6.078	3.410	3.205	2.884	2.390	5.403	6.631	2.277	3.373	2.590
Total*	100.006	100.260	100.037	99.928	99.585	100.142	99.550	100.464	99.506	99.551	100.475	99.809
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.758	1.778	1.854	1.701	1.644	1.754	1.676	1.782	1.775	1.644	1.708	1.741
Al ^{IV}	0.237	0.222	0.146	0.299	0.356	0.246	0.322	0.216	0.225	0.356	0.292	0.259
Fe ^{3+IV}	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.000	0.001	0.031	0.012	0.012	0.016	0.000	0.000	0.043	0.030	0.003	0.005
Fe ^{3+VI}	0.092	0.080	0.151	0.102	0.121	0.105	0.131	0.049	0.158	0.142	0.095	0.099
Ti	0.091	0.089	0.036	0.114	0.135	0.079	0.120	0.108	0.062	0.115	0.119	0.094
Cr	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.005	0.002	0.003	0.001	0.002	0.002	0.001
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.750	0.742	0.572	0.672	0.636	0.751	0.680	0.681	0.514	0.660	0.690	0.736
Fe ²⁺	0.092	0.099	0.192	0.107	0.101	0.089	0.075	0.168	0.212	0.072	0.105	0.081
Mn	0.004	0.005	0.015	0.006	0.003	0.004	0.005	0.004	0.013	0.003	0.003	0.004
Ca	0.936	0.942	0.893	0.941	0.937	0.912	0.937	0.936	0.896	0.927	0.936	0.945
Na	0.034	0.039	0.109	0.044	0.050	0.038	0.049	0.049	0.101	0.048	0.045	0.035
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Mg#	89.1	88.2	74.9	86.3	86.3	89.4	90.1	80.2	70.8	90.2	86.8	90.1
%Wo	49.840	50.423	49.000	51.497	52.102	48.992	51.222	50.864	49.982	51.372	51.182	50.698
%En	39.919	39.720	31.373	36.756	35.382	40.339	37.164	37.017	28.680	36.596	37.714	39.446
%Fs	10.241	9.856	19.627	11.747	12.517	10.669	11.613	12.118	21.338	12.031	11.103	9.856
%Di	85.239	83.840	64.403	81.118	80.444	85.149	84.070	75.455	61.270	84.274	81.815	86.028
%Hd	10.882	11.743	23.291	13.572	13.192	10.564	9.850	19.081	26.711	9.536	12.800	9.892
%Aeg	3.879	4.417	12.306	5.311	6.365	4.287	6.080	5.464	12.019	6.190	5.385	4.080
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.068	0.078	0.218	0.088	0.101	0.076	0.098	0.099	0.202	0.097	0.091	0.070
Q value	1.777	1.783	1.656	1.720	1.674	1.753	1.692	1.786	1.622	1.659	1.731	1.762
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99
Referência	b1_px9	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px3	b2_px3	b2_px4	b2_px4	b2_px5	b2_px5	b2_px5	b2_px6
Sector	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo
Tipo	MF	F	F	F	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	F
SiO ₂	47.691	46.872	42.961	47.769	46.859	46.922	47.666	50.651	46.459	48.950	49.662	48.053
TiO ₂	3.629	3.050	4.958	2.803	3.841	2.100	3.173	0.974	3.975	1.272	2.666	3.118
Al ₂ O ₃	5.731	5.979	9.523	5.301	6.225	6.158	4.635	3.509	5.920	3.689	3.949	5.440
FeO ^T	5.746	6.481	7.167	6.258	6.155	10.967	5.831	11.922	6.612	12.633	5.500	5.926
MnO	0.069	0.113	0.036	0.090	0.158	0.313	0.141	0.455	0.174	0.562	0.150	0.070
MgO	13.264	13.303	11.149	13.629	12.917	9.776	13.158	9.892	12.420	9.047	14.010	13.557
CaO	23.709	22.799	23.087	23.355	23.421	22.276	23.469	21.282	23.392	21.581	23.236	23.470
K ₂ O	0.002	n.d.	n.d.	0.002	0.002	0.010	0.007	0.017	0.005	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.486	0.505	0.673	0.576	0.560	1.189	0.663	1.707	0.561	1.465	0.626	0.421
Cr ₂ O ₃	0.056	0.164	0.058	0.032	0.089	0.126	0.076	0.014	0.085	0.112	0.057	0.090
Total	100.383	99.266	99.612	99.815	100.227	99.837	98.819	100.423	99.603	99.311	99.856	100.145
Fe ₂ O ₃ calc.	2.006	3.412	4.387	4.003	2.738	5.332	3.048	4.231	2.651	4.551	1.686	2.135
FeO calc.	3.941	3.411	3.220	2.656	3.691	6.169	3.089	8.115	4.226	8.538	3.983	4.005
Total*	100.584	99.608	100.052	100.216	100.501	100.371	99.124	100.847	99.869	99.767	100.025	100.359
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.763	1.751	1.611	1.771	1.738	1.770	1.788	1.898	1.739	1.868	1.838	1.779
Al ^{IV}	0.237	0.249	0.389	0.229	0.262	0.230	0.205	0.102	0.261	0.132	0.162	0.221
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.013	0.014	0.032	0.002	0.010	0.043	0.000	0.053	0.001	0.034	0.010	0.016
Fe ^{3+VI}	0.056	0.096	0.124	0.112	0.076	0.151	0.079	0.119	0.075	0.131	0.047	0.059
Ti	0.101	0.086	0.140	0.078	0.107	0.060	0.090	0.027	0.112	0.036	0.074	0.087
Cr	0.002	0.005	0.002	0.001	0.003	0.004	0.002	0.000	0.003	0.003	0.002	0.003
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.731	0.741	0.623	0.753	0.714	0.550	0.736	0.552	0.693	0.515	0.773	0.748
Fe ²⁺	0.122	0.107	0.101	0.082	0.114	0.195	0.097	0.254	0.132	0.272	0.123	0.124
Mn	0.002	0.004	0.001	0.003	0.005	0.010	0.004	0.014	0.006	0.018	0.005	0.002
Ca	0.939	0.912	0.928	0.927	0.930	0.900	0.943	0.854	0.938	0.882	0.921	0.931
Na	0.035	0.037	0.049	0.041	0.040	0.087	0.048	0.124	0.041	0.108	0.045	0.030
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	85.7	87.4	86.1	90.1	86.2	73.9	88.4	68.5	84.0	65.4	86.2	85.8
%Wo	50.764	49.076	52.207	49.403	50.560	49.850	50.536	47.599	50.884	48.525	49.290	49.921
%En	39.516	39.843	35.079	40.114	38.799	30.440	39.423	30.784	37.591	28.304	41.351	40.122
%Fs	9.720	11.081	12.714	10.483	10.641	19.710	10.041	21.617	11.526	23.171	9.358	9.956
%Di	82.150	83.470	80.493	85.614	81.724	65.344	83.105	58.453	79.516	56.328	81.721	82.710
%Hd	13.936	12.409	13.188	9.680	13.668	24.320	11.449	28.428	15.812	31.809	13.530	13.949
%Aeg	3.915	4.121	6.319	4.706	4.608	10.336	5.446	13.119	4.671	11.863	4.749	3.341
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.070	0.073	0.098	0.083	0.081	0.174	0.096	0.248	0.081	0.217	0.090	0.060
Q value	1.792	1.760	1.652	1.763	1.759	1.644	1.776	1.661	1.764	1.669	1.817	1.803
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-247
Referência	b2_px6	b2_px6	b2_px7	b2_px7	b2_px7	b2_px8	b2_px9	b2_px10	b2_px11	b2_px12	b2_px13	b1_px1
Sector	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo
Tipo	F	F	F	F	F	M	M	M	M	M	M	F
SiO ₂	47.389	42.417	44.393	48.401	46.769	46.696	43.834	46.797	46.081	45.576	42.157	44.834
TiO ₂	2.053	5.483	4.039	2.792	3.420	3.331	4.500	3.706	3.997	4.189	5.366	4.094
Al ₂ O ₃	5.515	9.655	8.193	5.362	7.530	5.961	8.096	6.037	6.195	8.302	9.928	7.947
FeO ^T	11.732	7.213	6.614	6.065	6.257	7.087	6.757	6.277	6.581	6.567	7.266	5.685
MnO	0.398	0.044	0.078	0.085	0.065	0.076	0.075	0.102	0.142	0.066	0.077	0.093
MgO	9.185	10.958	12.047	13.714	12.816	12.747	11.646	12.801	12.769	12.128	10.989	12.561
CaO	21.238	22.930	23.337	23.305	23.147	22.982	23.167	23.569	23.412	23.034	22.829	23.825
K ₂ O	0.002	n.d.	0.002	0.001	0.009	0.010	0.013	0.016	0.002	0.024	0.015	n.d.
Na ₂ O	1.741	0.680	0.612	0.485	0.602	0.612	0.662	0.505	0.554	0.546	0.705	0.538
Cr ₂ O ₃	0.086	0.159	0.071	0.121	0.034	0.124	0.053	0.044	0.099	0.052	0.164	n.d.
Total	99.339	99.539	99.386	100.331	100.649	99.626	98.803	99.854	99.832	100.484	99.496	99.577
Fe ₂ O ₃ calc.	5.873	4.079	4.662	2.579	2.937	3.741	4.359	2.773	3.735	2.338	4.735	4.331
FeO calc.	6.447	3.542	2.419	3.744	3.614	3.721	2.835	3.782	3.220	4.463	3.005	1.788
Total*	99.927	99.948	99.853	100.589	100.943	100.001	99.240	100.132	100.206	100.718	99.970	100.011
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.797	1.596	1.661	1.786	1.722	1.743	1.654	1.743	1.718	1.689	1.585	1.670
Al ^{IV}	0.203	0.404	0.339	0.214	0.278	0.257	0.346	0.257	0.272	0.311	0.415	0.330
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.044	0.024	0.023	0.019	0.049	0.006	0.014	0.008	0.000	0.051	0.025	0.018
Fe ^{3+VI}	0.168	0.115	0.131	0.072	0.081	0.105	0.124	0.078	0.095	0.065	0.134	0.121
Ti	0.059	0.155	0.114	0.077	0.095	0.094	0.128	0.104	0.112	0.117	0.152	0.115
Cr	0.003	0.005	0.002	0.004	0.001	0.004	0.002	0.001	0.003	0.002	0.005	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.519	0.614	0.672	0.754	0.704	0.709	0.655	0.711	0.710	0.670	0.616	0.697
Fe ²⁺	0.204	0.111	0.076	0.116	0.111	0.116	0.089	0.118	0.100	0.138	0.094	0.056
Mn	0.013	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.004	0.002	0.002	0.003
Ca	0.863	0.924	0.936	0.921	0.913	0.919	0.937	0.940	0.935	0.914	0.920	0.951
Na	0.128	0.050	0.044	0.035	0.043	0.044	0.048	0.036	0.040	0.039	0.051	0.039
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000
Mg#	71.7	84.6	89.9	86.7	86.3	85.9	88.0	85.8	87.6	82.9	86.7	92.6
%Wo	48.834	52.302	51.490	49.388	50.413	49.626	51.822	50.839	50.427	51.088	52.060	52.005
%En	29.386	34.777	36.983	40.438	38.838	38.299	36.247	38.419	38.267	37.427	34.868	38.149
%Fs	21.780	12.921	11.526	10.175	10.749	12.075	11.930	10.742	11.306	11.485	13.072	9.846
%Di	60.063	79.093	84.575	83.148	81.822	81.329	82.362	81.862	83.041	78.859	80.591	87.737
%Hd	25.130	14.524	9.837	13.028	13.180	13.592	11.549	13.938	12.274	16.524	12.685	7.376
%Aeg	14.807	6.383	5.588	3.824	4.999	5.078	6.089	4.200	4.686	4.617	6.724	4.887
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.256	0.099	0.089	0.069	0.086	0.089	0.097	0.073	0.080	0.078	0.103	0.078
Q value	1.587	1.650	1.683	1.791	1.728	1.745	1.681	1.769	1.745	1.723	1.630	1.704
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247
Referência	b1_px1	b1_px1	b1_px2	b1_px2	b1_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px3	b2_px3	b2_px4	b2_px4
Sector	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	F	F	F	F	F	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	45.980	43.193	43.310	42.986	45.215	43.718	43.375	41.979	42.518	41.046	44.116	43.422
TiO ₂	3.429	4.750	4.655	4.585	4.011	4.572	3.950	4.867	5.429	5.522	4.134	4.421
Al ₂ O ₃	7.027	9.541	9.008	8.954	7.025	9.491	8.261	9.811	10.030	10.408	8.075	8.974
FeO ^T	5.846	6.362	6.198	6.203	6.006	6.281	7.315	6.286	6.601	6.576	5.995	6.378
MnO	0.025	0.068	0.080	0.048	0.076	0.044	0.083	0.103	0.008	0.096	0.063	0.098
MgO	13.027	11.643	11.672	12.052	12.881	11.845	12.021	11.792	11.468	11.366	12.351	12.107
CaO	23.367	23.364	23.609	23.766	23.862	23.764	23.319	23.682	23.620	23.626	24.077	23.619
K ₂ O	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.006	0.011	0.011	n.d.	n.d.	0.001	0.003
Na ₂ O	0.451	0.549	0.605	0.503	0.443	0.565	0.608	0.583	0.513	0.600	0.522	0.503
Cr ₂ O ₃	0.032	n.d.	0.017	n.d.	0.034	n.d.	n.d.	0.002	0.024	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.184	99.472	99.154	99.097	99.553	100.286	98.943	99.116	100.211	99.240	99.334	99.525
Fe ₂ O ₃ calc.	3.398	4.169	4.627	5.548	4.442	4.597	6.822	6.574	4.411	6.600	5.419	5.293
FeO calc.	2.789	2.611	2.034	1.211	2.009	2.144	1.177	0.371	2.632	0.637	1.119	1.615
Total*	99.524	99.890	99.618	99.653	99.998	100.747	99.626	99.775	100.653	99.901	99.877	100.055
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.717	1.617	1.626	1.613	1.686	1.621	1.631	1.575	1.584	1.542	1.649	1.622
Al ^{IV}	0.283	0.383	0.374	0.387	0.309	0.379	0.366	0.425	0.416	0.458	0.351	0.378
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.026	0.038	0.024	0.009	0.000	0.036	0.000	0.008	0.024	0.003	0.004	0.017
Fe ^{3+VI}	0.095	0.117	0.131	0.157	0.120	0.128	0.190	0.186	0.124	0.187	0.152	0.149
Ti	0.096	0.134	0.131	0.129	0.112	0.128	0.112	0.137	0.152	0.156	0.116	0.124
Cr	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.725	0.650	0.653	0.674	0.716	0.655	0.674	0.659	0.637	0.637	0.688	0.674
Fe ²⁺	0.087	0.082	0.064	0.038	0.063	0.067	0.037	0.012	0.082	0.020	0.035	0.050
Mn	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002	0.001	0.003	0.003	0.000	0.003	0.002	0.003
Ca	0.935	0.937	0.950	0.955	0.953	0.944	0.940	0.952	0.943	0.951	0.964	0.945
Na	0.033	0.040	0.044	0.037	0.032	0.041	0.044	0.042	0.037	0.044	0.038	0.036
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	89.3	88.8	91.1	94.7	92.0	90.8	94.8	98.3	88.6	97.0	95.2	93.0
%Wo	50.715	52.405	52.757	52.331	51.280	52.596	50.892	52.536	52.800	52.915	52.351	51.887
%En	39.339	36.336	36.291	36.924	38.516	36.477	36.503	36.398	35.669	35.420	37.366	37.007
%Fs	9.946	11.259	10.952	10.745	10.204	10.928	12.604	11.065	11.532	11.666	10.283	11.107
%Di	85.748	84.002	85.537	89.855	88.061	85.786	88.918	92.003	84.222	90.505	90.198	88.225
%Hd	10.391	10.847	8.696	5.267	8.000	8.892	5.233	2.081	10.878	3.281	4.844	7.008
%Aeg	3.861	5.152	5.766	4.877	3.939	5.322	5.849	5.916	4.900	6.214	4.958	4.767
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.065	0.080	0.088	0.073	0.064	0.081	0.089	0.085	0.074	0.087	0.076	0.073
Q value	1.747	1.669	1.667	1.667	1.732	1.666	1.650	1.623	1.662	1.608	1.687	1.670
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247
Referência	b2_px4	b2_px5	b2_px5	b2_px5	b2_px6	b2_px6	b2_px6	b2_px7	b2_px8	b2_px9	b2_px10	b2_px11
Sector	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	M	M	M	M	M
SiO ₂	45.690	45.125	46.237	42.539	41.143	45.145	45.403	51.678	51.604	42.811	44.617	44.389
TiO ₂	3.559	3.846	3.488	4.810	5.391	4.028	4.003	1.485	1.382	4.787	4.296	4.522
Al ₂ O ₃	6.953	7.903	6.585	9.954	10.475	7.517	7.351	1.424	1.258	9.759	7.292	8.828
FeO ^T	5.736	6.077	5.825	6.460	6.369	5.938	5.605	4.235	5.020	5.971	5.968	5.999
MnO	0.039	0.064	0.052	0.091	0.073	0.089	0.116	0.110	0.163	0.086	0.104	0.113
MgO	13.363	12.729	13.317	11.539	11.369	12.894	13.032	15.949	15.295	11.633	12.534	12.254
CaO	23.955	24.021	24.043	23.640	23.902	23.928	23.862	24.300	24.100	23.622	23.895	23.916
K ₂ O	0.019	0.014	0.013	0.032	0.028	0.018	0.027	0.038	0.045	0.039	n.d.	0.014
Na ₂ O	0.428	0.505	0.426	0.655	0.598	0.526	0.557	0.492	0.609	0.674	0.594	0.626
Cr ₂ O ₃	0.029	n.d.	0.049	0.029	0.024	0.034	0.015	0.020	n.d.	0.015	n.d.	n.d.
Total	99.771	100.284	100.035	99.749	99.372	100.117	99.971	99.731	99.476	99.397	99.300	100.661
Fe ₂ O ₃ calc.	4.995	5.084	4.456	5.947	6.829	5.066	4.778	3.531	3.710	5.342	5.079	4.888
FeO calc.	1.241	1.502	1.815	1.108	0.224	1.380	1.306	1.058	1.681	1.164	1.398	1.601
Total*	100.271	100.793	100.481	100.345	100.056	100.625	100.450	100.085	99.848	99.932	99.809	101.151
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.694	1.669	1.712	1.587	1.542	1.672	1.682	1.898	1.906	1.600	1.669	1.638
Al ^{IV}	0.304	0.331	0.287	0.413	0.458	0.328	0.318	0.062	0.055	0.400	0.321	0.362
Fe ^{3+IV}	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.041	0.040	0.000	0.010	0.000
Al ^{VI}	0.000	0.013	0.000	0.024	0.005	0.000	0.003	0.000	0.000	0.030	0.000	0.021
Fe ^{3+VI}	0.138	0.141	0.124	0.167	0.193	0.141	0.133	0.057	0.063	0.150	0.133	0.136
Ti	0.099	0.107	0.097	0.135	0.152	0.112	0.112	0.041	0.038	0.135	0.121	0.125
Cr	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.739	0.702	0.735	0.642	0.635	0.712	0.720	0.873	0.842	0.648	0.699	0.674
Fe ²⁺	0.038	0.046	0.056	0.035	0.007	0.043	0.040	0.032	0.052	0.036	0.044	0.049
Mn	0.001	0.002	0.002	0.003	0.002	0.003	0.004	0.003	0.005	0.003	0.003	0.004
Ca	0.952	0.952	0.954	0.945	0.960	0.949	0.947	0.956	0.953	0.946	0.957	0.945
Na	0.031	0.036	0.031	0.047	0.043	0.038	0.040	0.035	0.044	0.049	0.043	0.045
K	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.000	0.001
Mg#	95.0	93.8	92.9	94.9	98.9	94.3	94.7	96.4	94.2	94.7	94.1	93.2
%Wo	50.907	51.629	50.982	52.757	53.413	51.376	51.359	48.713	48.757	53.039	51.861	52.289
%En	39.513	38.067	39.290	35.830	35.349	38.521	39.027	44.486	43.055	36.343	37.851	37.278
%Fs	9.580	10.304	9.728	11.413	11.238	10.103	9.614	6.801	8.188	10.617	10.289	10.433
%Di	91.289	89.233	89.263	88.324	92.328	89.524	89.537	92.485	89.325	88.052	88.580	87.340
%Hd	4.908	6.163	7.023	5.155	1.356	5.726	5.486	3.804	6.049	5.313	5.960	6.857
%Aeg	3.803	4.604	3.714	6.521	6.316	4.750	4.977	3.711	4.626	6.635	5.460	5.803
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.062	0.072	0.061	0.095	0.087	0.076	0.080	0.070	0.087	0.098	0.086	0.090
Q value	1.729	1.700	1.745	1.621	1.602	1.704	1.707	1.861	1.847	1.631	1.700	1.669
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO I												
Amostra	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15
Referência	b1_px4	b1_px4	b1_px5	b1_px5	b1_px5	b1_px6	b1_px6	b1_px6	b1_px7	b1_px7	b1_px7	b1_px8
Sector	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	49.664	49.551	49.382	50.700	49.259	49.839	50.719	48.838	45.964	49.760	50.998	48.930
TiO ₂	0.861	0.891	1.090	0.623	0.713	0.831	0.690	1.160	2.886	0.939	0.678	1.152
Al ₂ O ₃	3.251	3.217	3.571	2.368	2.683	3.178	2.611	4.054	6.052	3.335	0.914	3.602
FeO ^T	13.562	13.217	14.018	13.633	13.642	13.205	13.067	13.820	12.676	12.868	16.374	13.797
MnO	0.702	0.724	0.716	0.863	0.657	0.767	0.887	0.619	0.364	0.554	1.039	0.741
MgO	9.046	9.318	8.693	9.239	9.444	9.491	9.479	8.761	8.887	9.540	7.596	8.763
CaO	21.872	22.002	21.163	21.915	21.901	21.249	21.616	21.720	22.749	22.153	20.220	21.040
K ₂ O	0.030	n.d.	0.004	n.d.	0.002	0.024	n.d.	0.004	0.001	0.010	0.058	n.d.
Na ₂ O	1.531	1.548	1.925	1.437	1.452	1.880	1.701	1.541	0.876	1.442	2.378	1.929
Cr ₂ O ₃	0.067	0.042	0.035	0.047	0.103	0.087	0.049	0.075	0.082	0.099	0.074	0.074
Total	100.586	100.510	100.597	100.825	99.856	100.551	100.819	100.592	100.537	100.700	100.329	100.028
Fe ₂ O ₃ calc.	6.057	6.529	6.959	5.036	7.109	7.304	5.752	6.232	5.045	5.766	7.207	7.251
FeO calc.	8.112	7.343	7.756	9.102	7.245	6.633	7.891	8.213	8.136	7.680	9.889	7.273
Total*	101.193	101.164	101.294	101.330	100.568	101.283	101.395	101.216	101.042	101.278	101.051	100.754
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.873	1.867	1.861	1.910	1.870	1.871	1.903	1.844	1.742	1.869	1.945	1.853
Al ^{IV}	0.127	0.133	0.139	0.090	0.120	0.129	0.097	0.156	0.258	0.131	0.041	0.147
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000
Al ^{VI}	0.018	0.010	0.020	0.015	0.000	0.011	0.018	0.024	0.012	0.017	0.000	0.014
Fe ^{3+VI}	0.172	0.185	0.197	0.143	0.193	0.206	0.162	0.177	0.144	0.163	0.193	0.207
Ti	0.024	0.025	0.031	0.018	0.020	0.023	0.019	0.033	0.082	0.027	0.019	0.033
Cr	0.002	0.001	0.001	0.001	0.003	0.003	0.001	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.509	0.523	0.488	0.519	0.534	0.531	0.530	0.493	0.502	0.534	0.432	0.495
Fe ²⁺	0.256	0.231	0.244	0.287	0.230	0.208	0.248	0.259	0.258	0.241	0.315	0.230
Mn	0.022	0.023	0.023	0.028	0.021	0.024	0.028	0.020	0.012	0.018	0.034	0.024
Ca	0.884	0.888	0.855	0.885	0.891	0.855	0.869	0.879	0.924	0.892	0.826	0.854
Na	0.112	0.113	0.141	0.105	0.107	0.137	0.124	0.113	0.064	0.105	0.176	0.142
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000
Mg#	66.5	69.3	66.6	64.4	69.9	71.8	68.2	65.5	66.1	68.9	57.8	68.2
%Wo	47.966	47.981	47.275	47.545	47.396	46.837	47.294	48.067	50.223	48.254	45.550	47.188
%En	27.603	28.273	27.019	27.889	28.437	29.108	28.856	26.977	27.299	28.914	23.809	27.346
%Fs	24.432	23.746	25.706	24.566	24.168	24.055	23.850	24.955	22.479	22.832	30.641	25.467
%Di	56.585	58.745	54.486	55.310	59.886	58.976	57.026	55.717	60.058	59.483	45.142	55.558
%Hd	30.959	28.562	29.822	33.502	28.139	25.830	29.665	31.537	32.242	28.824	36.478	28.536
%Aeg	12.455	12.693	15.692	11.188	11.975	15.194	13.309	12.746	7.699	11.694	18.380	15.906
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.224	0.226	0.281	0.210	0.214	0.274	0.247	0.226	0.129	0.210	0.352	0.283
Q value	1.648	1.643	1.587	1.690	1.655	1.594	1.647	1.631	1.683	1.667	1.573	1.579
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138
Referência	b1_px8	b1_px9	b1_px10	b1_px10	b1_px2	b1_px2	b1_px2	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px4	b1_px4
Sector	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	F	F	F	F	F	F	MF	MF
SiO ₂	47.683	49.107	49.083	47.625	49.259	49.205	51.363	49.639	51.241	51.358	50.212	49.390
TiO ₂	1.221	1.098	1.028	1.401	1.337	1.207	0.658	1.100	0.658	0.737	0.958	1.251
Al ₂ O ₃	3.994	3.825	3.498	4.716	3.305	4.203	2.424	3.865	2.023	2.411	2.817	3.172
FeO ^T	14.817	13.196	13.178	14.009	14.705	11.825	13.174	11.587	13.395	13.432	13.940	14.692
MnO	0.704	0.636	0.675	0.633	0.641	0.444	0.656	0.464	0.659	0.617	0.607	0.630
MgO	8.267	9.438	9.174	8.639	8.054	9.840	9.423	10.282	9.506	9.267	8.978	8.196
CaO	21.588	21.620	21.337	21.757	19.441	21.382	19.430	22.062	21.274	20.498	20.331	20.999
K ₂ O	0.005	0.003	0.004	0.006	0.001	n.d.	n.d.	0.008	0.005	0.003	0.012	0.009
Na ₂ O	1.665	1.643	1.910	1.580	2.763	1.882	2.981	1.495	1.733	2.200	2.350	2.117
Cr ₂ O ₃	0.093	0.079	0.128	0.078	0.091	0.048	0.065	0.079	0.057	0.071	0.065	0.071
Total	100.037	100.645	100.015	100.444	99.597	100.036	100.174	100.581	100.551	100.594	100.270	100.527
Fe ₂ O ₃ calc.	8.385	6.983	7.562	7.847	8.145	6.683	8.160	5.848	4.946	5.527	7.376	7.228
FeO calc.	7.272	6.913	6.374	6.948	7.376	5.812	5.832	6.325	8.944	8.459	7.303	8.188
Total*	100.877	101.345	100.773	101.230	100.413	100.706	100.991	101.167	101.047	101.148	101.009	101.251
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.815	1.844	1.854	1.800	1.872	1.846	1.920	1.855	1.929	1.927	1.891	1.868
Al ^{IV}	0.179	0.156	0.146	0.200	0.128	0.154	0.080	0.145	0.071	0.073	0.109	0.132
Fe ^{3+IV}	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.000	0.014	0.009	0.010	0.020	0.032	0.027	0.025	0.019	0.034	0.016	0.009
Fe ^{3+VI}	0.235	0.197	0.215	0.223	0.233	0.189	0.230	0.164	0.140	0.156	0.209	0.206
Ti	0.035	0.031	0.029	0.040	0.038	0.034	0.019	0.031	0.019	0.021	0.027	0.036
Cr	0.003	0.002	0.004	0.002	0.003	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.469	0.528	0.516	0.487	0.456	0.550	0.525	0.573	0.533	0.518	0.504	0.462
Fe ²⁺	0.232	0.217	0.201	0.220	0.234	0.182	0.182	0.198	0.282	0.265	0.230	0.259
Mn	0.023	0.020	0.022	0.020	0.021	0.014	0.021	0.015	0.021	0.020	0.019	0.020
Ca	0.881	0.870	0.863	0.881	0.791	0.860	0.778	0.883	0.858	0.824	0.820	0.851
Na	0.123	0.120	0.140	0.116	0.204	0.137	0.216	0.108	0.126	0.160	0.172	0.155
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Mg#	67.0	70.9	72.0	68.9	66.1	75.1	74.2	74.3	65.5	66.1	68.7	64.1
%Wo	47.748	47.459	47.499	48.122	-----	47.883	-----	48.192	46.780	46.204	46.015	47.328
%En	25.441	28.827	28.416	26.586	-----	30.661	-----	31.251	29.084	29.064	28.273	25.703
%Fs	26.811	23.714	24.086	25.292	-----	21.456	-----	20.557	24.136	24.732	25.712	26.969
%Di	55.439	59.681	58.743	57.781	49.872	62.278	55.611	64.109	55.423	53.803	54.491	51.545
%Hd	30.039	26.807	25.350	28.474	27.877	22.231	21.508	23.767	31.436	29.585	26.959	31.139
%Aeg	14.522	13.512	15.906	13.744	22.252	15.492	22.881	12.123	13.141	16.612	18.550	17.316
%Q	-----	-----	-----	-----	78.450	-----	77.468	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	1.688	-----	2.388	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	19.862	-----	20.145	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.246	0.239	0.280	0.232	0.407	0.274	0.432	0.217	0.253	0.320	0.343	0.310
Q value	1.581	1.616	1.581	1.588	1.482	1.592	1.486	1.654	1.673	1.608	1.554	1.572
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Ca-Na	Quad	Ca-Na	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS FÉLICAS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138
Referência	b1_px4	b1_px5	b1_px5	b1_px5	b1_px8	b1_px8	b1_px8	b1_px6	b1_px6	b1_px6	b1_px7	b1_px7
Sector	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	MF	F	F	F	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	50.634	49.298	49.881	51.277	51.144	49.252	50.653	48.589	49.339	50.803	49.672	50.444
TiO ₂	0.726	1.054	0.832	0.667	0.704	0.879	0.884	1.510	1.367	0.789	1.098	1.073
Al ₂ O ₃	1.980	3.377	2.917	2.414	2.538	2.669	2.722	3.973	3.383	2.575	3.144	2.834
FeO ^T	14.375	15.029	14.178	13.492	13.678	15.580	14.497	14.727	14.502	13.767	13.481	13.693
MnO	0.750	0.689	0.630	0.664	0.685	0.721	0.684	0.661	0.627	0.696	0.612	0.665
MgO	8.691	7.911	8.795	9.116	9.036	7.864	8.426	7.925	8.110	8.808	8.909	8.747
CaO	20.468	20.706	20.851	19.882	19.767	20.690	19.547	20.644	20.309	20.214	20.278	19.947
K ₂ O	n.d.	n.d.	0.006	n.d.	0.005	0.057	n.d.	0.013	0.037	0.007	0.011	0.016
Na ₂ O	2.229	2.062	1.972	2.767	2.804	1.915	2.842	2.143	2.395	2.484	2.450	2.595
Cr ₂ O ₃	0.069	0.095	0.084	0.042	0.083	0.052	0.098	0.085	0.057	0.078	0.056	0.089
Total	99.922	100.221	100.146	100.321	100.444	99.679	100.353	100.270	100.126	100.221	99.711	100.103
Fe ₂ O ₃ calc.	6.653	6.692	6.642	7.560	7.815	6.897	7.854	7.213	7.340	6.837	7.749	7.015
FeO calc.	8.388	9.007	8.202	6.690	6.646	9.374	7.430	8.237	7.897	7.615	6.509	7.381
Total*	100.589	100.891	100.811	101.078	101.227	100.370	101.140	100.993	100.861	100.906	100.487	100.806
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.921	1.873	1.888	1.921	1.915	1.887	1.906	1.843	1.869	1.913	1.878	1.901
Al ^{IV}	0.079	0.127	0.112	0.079	0.085	0.113	0.094	0.157	0.131	0.087	0.122	0.099
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.010	0.024	0.018	0.028	0.027	0.007	0.026	0.021	0.020	0.028	0.018	0.027
Fe ^{3+VI}	0.190	0.191	0.189	0.213	0.220	0.199	0.222	0.206	0.209	0.194	0.220	0.199
Ti	0.021	0.030	0.024	0.019	0.020	0.025	0.025	0.043	0.039	0.022	0.031	0.030
Cr	0.002	0.003	0.003	0.001	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.492	0.448	0.496	0.509	0.504	0.449	0.473	0.448	0.458	0.495	0.502	0.491
Fe ²⁺	0.266	0.286	0.260	0.210	0.208	0.300	0.234	0.261	0.250	0.240	0.206	0.233
Mn	0.024	0.022	0.020	0.021	0.022	0.023	0.022	0.021	0.020	0.022	0.020	0.021
Ca	0.832	0.843	0.846	0.798	0.793	0.849	0.788	0.839	0.824	0.816	0.821	0.805
Na	0.164	0.152	0.145	0.201	0.204	0.142	0.207	0.158	0.176	0.181	0.180	0.190
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001
Mg#	64.9	61.0	65.7	70.8	70.8	59.9	66.9	63.2	64.7	67.3	70.9	67.9
%Wo	46.126	47.071	46.696	-----	-----	46.638	-----	47.253	46.786	46.187	46.424	46.034
%En	27.252	25.023	27.405	-----	-----	24.665	-----	25.240	25.996	28.003	28.379	28.087
%Fs	26.622	27.906	25.899	-----	-----	28.697	-----	27.508	27.219	25.810	25.198	25.879
%Di	51.974	49.329	53.895	54.118	53.785	49.079	50.519	50.450	50.651	52.724	55.355	52.565
%Hd	30.689	33.948	30.389	24.518	24.507	35.377	27.319	31.807	29.894	27.937	24.847	27.153
%Aeg	17.337	16.722	15.717	21.364	21.707	15.544	22.161	17.743	19.454	19.339	19.798	20.282
%Q	-----	-----	-----	79.050	78.714	-----	78.280	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	2.418	2.306	-----	2.302	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	18.532	18.981	-----	19.419	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.328	0.304	0.289	0.402	0.407	0.284	0.415	0.315	0.352	0.363	0.359	0.379
Q value	1.590	1.577	1.601	1.517	1.505	1.599	1.494	1.548	1.532	1.550	1.529	1.529
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Ca-Na	Ca-Na	Quad	Ca-Na	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197
Referência	b1_px9	b1_px10	b1_px11	b1_px12	b1_px1	b1_px1	b1_px2	b1_px2	b1_px2	b1_px3	b1_px3	b1_px3
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo
Tipo	M	M	M	M	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	51.108	50.344	50.059	49.670	50.590	51.017	50.274	48.542	50.271	49.384	49.506	50.881
TiO ₂	0.718	1.136	0.993	1.167	0.789	0.954	1.126	1.554	1.163	1.315	1.170	0.650
Al ₂ O ₃	2.380	3.055	3.261	3.383	2.549	2.671	3.538	4.168	3.436	4.003	3.759	2.212
FeO ^T	13.987	13.646	11.819	13.327	11.811	11.871	12.636	11.114	12.400	12.379	11.719	12.982
MnO	0.880	0.639	0.501	0.755	0.449	0.534	0.484	0.393	0.442	0.437	0.429	0.746
MgO	8.817	8.957	10.341	9.269	10.418	10.156	9.362	10.081	9.580	9.518	10.140	9.550
CaO	20.539	20.602	22.151	21.450	21.479	20.799	20.778	21.277	20.789	21.235	21.344	22.548
K ₂ O	0.018	0.009	0.018	0.075	0.008	0.003	n.d.	n.d.	0.015	0.003	0.015	0.015
Na ₂ O	2.205	2.184	1.382	1.614	1.836	2.137	2.270	1.986	2.312	1.921	1.784	1.177
Cr ₂ O ₃	0.065	0.061	0.035	0.076	0.053	0.114	0.095	0.022	0.079	0.086	0.069	0.051
Total	100.717	100.633	100.560	100.786	99.982	100.256	100.563	99.137	100.487	100.281	99.935	100.812
Fe ₂ O ₃ calc.	6.035	6.210	5.391	5.963	6.323	5.800	6.482	7.233	6.854	6.309	6.271	4.142
FeO calc.	8.557	8.058	6.968	7.961	6.121	6.652	6.803	4.605	6.232	6.702	6.076	9.255
Total*	101.322	101.255	101.100	101.383	100.616	100.837	101.212	99.862	101.174	100.913	100.563	101.227
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.921	1.891	1.874	1.867	1.898	1.909	1.880	1.833	1.878	1.854	1.859	1.916
Al ^{IV}	0.079	0.109	0.126	0.133	0.102	0.091	0.120	0.167	0.122	0.146	0.141	0.084
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.027	0.027	0.018	0.017	0.011	0.026	0.036	0.018	0.030	0.031	0.026	0.015
Fe ^{3+VI}	0.171	0.176	0.152	0.169	0.179	0.163	0.182	0.206	0.193	0.178	0.177	0.117
Ti	0.020	0.032	0.028	0.033	0.022	0.027	0.032	0.044	0.033	0.037	0.033	0.018
Cr	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.003	0.003	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.494	0.502	0.577	0.519	0.583	0.566	0.522	0.567	0.534	0.533	0.568	0.536
Fe ²⁺	0.269	0.253	0.218	0.250	0.192	0.208	0.213	0.145	0.195	0.210	0.191	0.292
Mn	0.028	0.020	0.016	0.024	0.014	0.017	0.015	0.013	0.014	0.014	0.014	0.024
Ca	0.827	0.829	0.889	0.864	0.864	0.834	0.833	0.861	0.832	0.854	0.859	0.910
Na	0.161	0.159	0.100	0.118	0.134	0.155	0.165	0.145	0.167	0.140	0.130	0.086
K	0.001	0.000	0.001	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001
Mg#	64.7	66.5	72.6	67.5	75.2	73.1	71.0	79.6	73.3	71.7	74.8	64.8
%Wo	46.238	46.588	47.987	47.303	47.156	46.616	47.169	48.041	47.091	47.734	47.495	48.429
%En	27.618	28.183	31.170	28.441	31.824	31.671	29.572	31.671	30.194	29.770	31.395	28.540
%Fs	26.144	25.229	20.843	24.256	21.019	21.713	23.259	20.289	22.716	22.497	21.109	23.031
%Di	51.911	53.696	63.318	56.994	63.159	59.846	57.065	65.162	58.650	59.396	62.932	57.197
%Hd	31.205	29.275	25.677	30.099	22.364	23.776	24.940	18.142	22.942	25.012	22.667	33.635
%Aeg	16.884	17.028	11.006	12.907	14.477	16.378	17.996	16.696	18.409	15.591	14.400	9.168
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.321	0.318	0.201	0.235	0.267	0.310	0.329	0.291	0.335	0.280	0.260	0.172
Q value	1.591	1.584	1.684	1.634	1.638	1.608	1.567	1.574	1.561	1.597	1.618	1.738
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS FÉLICAS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197
Referência	b1_px4	b1_px4	b1_px4	b1_px5	b1_px5	b1_px5	b1_px6	b1_px6	b1_px6	b1_px7	b1_px8	b1_px9
Sector	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	M	M	M
SiO ₂	49.528	50.081	49.574	49.665	50.761	50.284	50.131	51.539	50.396	50.328	46.213	47.130
TiO ₂	1.278	1.214	1.754	1.156	0.802	1.264	1.109	0.727	1.064	1.098	2.669	2.537
Al ₂ O ₃	3.850	3.900	4.086	3.551	2.614	2.989	3.556	2.447	2.937	2.716	6.760	5.494
FeO ^T	12.056	11.244	11.515	11.733	11.546	12.424	11.910	11.808	12.100	12.449	10.665	10.787
MnO	0.403	0.366	0.386	0.422	0.447	0.471	0.396	0.347	0.439	0.546	0.202	0.322
MgO	9.785	10.253	9.780	10.147	10.474	9.583	9.889	10.208	9.969	9.752	9.686	9.984
CaO	20.915	21.291	21.318	22.076	21.568	20.912	21.324	21.210	20.489	21.446	21.673	21.648
K ₂ O	0.026	n.d.	0.012	0.017	0.005	0.035	0.013	0.015	0.019	0.027	0.041	0.040
Na ₂ O	2.072	1.954	1.926	1.493	1.917	2.189	1.990	2.045	2.247	1.724	1.539	1.681
Cr ₂ O ₃	0.032	0.055	0.057	0.089	0.064	0.059	0.082	0.074	0.073	0.053	0.063	0.022
Total	99.945	100.358	100.408	100.349	100.198	100.210	100.400	100.420	99.733	100.139	99.511	99.645
Fe ₂ O ₃ calc.	6.687	5.838	5.294	5.645	6.431	6.411	6.206	5.308	6.472	5.302	6.117	6.584
FeO calc.	6.039	5.991	6.752	6.654	5.759	6.656	6.326	7.032	6.276	7.678	5.161	4.862
Total*	100.615	100.943	100.938	100.915	100.842	100.852	101.022	100.952	100.381	100.670	100.124	100.305
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.860	1.868	1.855	1.863	1.898	1.887	1.874	1.924	1.895	1.896	1.743	1.775
Al ^{IV}	0.140	0.132	0.145	0.137	0.102	0.113	0.126	0.076	0.105	0.104	0.257	0.225
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.030	0.040	0.036	0.020	0.013	0.020	0.031	0.032	0.025	0.017	0.044	0.019
Fe ^{3+VI}	0.189	0.164	0.149	0.159	0.181	0.181	0.175	0.149	0.183	0.150	0.174	0.187
Ti	0.036	0.034	0.049	0.033	0.023	0.036	0.031	0.020	0.030	0.031	0.076	0.072
Cr	0.001	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.548	0.570	0.546	0.567	0.584	0.536	0.551	0.568	0.559	0.548	0.545	0.561
Fe ²⁺	0.190	0.187	0.211	0.209	0.180	0.209	0.198	0.220	0.197	0.242	0.163	0.153
Mn	0.013	0.012	0.012	0.013	0.014	0.015	0.013	0.011	0.014	0.017	0.006	0.010
Ca	0.841	0.851	0.855	0.887	0.864	0.841	0.854	0.849	0.825	0.866	0.876	0.874
Na	0.151	0.141	0.140	0.109	0.139	0.159	0.144	0.148	0.164	0.126	0.113	0.123
K	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002
Mg#	74.3	75.3	72.1	73.1	76.4	72.0	73.6	72.1	73.9	69.4	77.0	78.5
%Wo	47.256	47.713	48.210	48.321	47.395	47.189	47.712	47.234	46.406	47.485	49.670	48.962
%En	30.762	31.970	30.774	30.903	32.025	30.088	30.787	31.630	31.416	30.044	30.886	31.419
%Fs	21.982	20.317	21.016	20.776	20.580	22.723	21.501	21.136	22.177	22.471	19.444	19.619
%Di	60.789	62.659	60.030	63.178	63.664	58.322	60.852	60.013	59.832	58.705	65.903	66.203
%Hd	22.470	21.810	24.595	24.732	21.181	24.352	23.222	24.351	22.628	27.797	20.479	19.300
%Aeg	16.741	15.531	15.375	12.090	15.155	17.327	15.926	15.636	17.540	13.498	13.619	14.497
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.302	0.283	0.280	0.217	0.278	0.319	0.289	0.296	0.328	0.252	0.225	0.245
Q value	1.579	1.608	1.612	1.663	1.628	1.586	1.603	1.636	1.581	1.655	1.584	1.587
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-197	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215
Referência	b1_px10	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px2	b1_px2	b1_px2	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px4	b1_px4
Sector	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	M	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	49.177	48.882	48.332	45.699	48.764	48.695	48.501	48.674	49.777	48.396	46.389	48.368
TiO ₂	1.383	2.150	2.192	3.411	1.537	1.468	2.359	2.396	2.038	2.506	2.564	2.126
Al ₂ O ₃	3.971	4.416	4.389	6.816	2.812	4.082	4.570	5.031	4.013	5.212	5.097	5.130
FeO ^T	10.589	8.057	8.343	8.853	11.490	11.871	8.045	7.607	7.813	8.769	9.490	9.884
MnO	0.347	0.196	0.231	0.261	0.501	0.385	0.177	0.207	0.215	0.179	0.218	0.248
MgO	10.759	12.309	12.201	11.219	10.285	10.147	12.399	12.649	12.905	11.818	11.127	10.898
CaO	22.271	22.946	22.884	22.647	21.814	22.335	23.066	23.117	23.012	22.657	22.852	22.857
K ₂ O	0.023	n.d.	0.011	0.013	n.d.	0.013	0.003	n.d.	n.d.	0.011	n.d.	0.002
Na ₂ O	1.370	0.915	0.921	1.128	1.567	1.185	0.803	0.825	0.867	1.070	1.069	1.075
Cr ₂ O ₃	0.060	0.062	0.077	0.025	0.052	0.083	0.042	0.091	0.045	0.032	0.051	0.078
Total	99.950	99.933	99.581	100.072	98.822	100.264	99.965	100.597	100.685	100.650	98.857	100.666
Fe ₂ O ₃ calc.	5.587	3.838	4.650	6.322	6.504	5.502	3.883	3.834	3.538	4.352	6.673	4.543
FeO calc.	5.561	4.603	4.159	3.164	5.637	6.920	4.551	4.157	4.629	4.853	3.486	5.796
Total*	100.510	100.318	100.047	100.705	99.474	100.815	100.354	100.981	101.039	101.086	99.526	101.121
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.844	1.821	1.809	1.706	1.857	1.832	1.808	1.799	1.837	1.794	1.757	1.802
Al ^{IV}	0.156	0.179	0.191	0.294	0.126	0.168	0.192	0.201	0.163	0.206	0.227	0.198
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.000
Al ^{VI}	0.019	0.015	0.002	0.006	0.000	0.013	0.008	0.018	0.012	0.022	0.000	0.027
Fe ^{3+VI}	0.158	0.108	0.131	0.178	0.169	0.156	0.109	0.107	0.098	0.121	0.174	0.127
Ti	0.039	0.060	0.062	0.096	0.044	0.042	0.066	0.067	0.057	0.070	0.073	0.060
Cr	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.003	0.001	0.001	0.002	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.601	0.684	0.681	0.624	0.584	0.569	0.689	0.697	0.710	0.653	0.628	0.605
Fe ²⁺	0.174	0.143	0.130	0.099	0.180	0.218	0.142	0.128	0.143	0.150	0.110	0.181
Mn	0.011	0.006	0.007	0.008	0.016	0.012	0.006	0.006	0.007	0.006	0.007	0.008
Ca	0.895	0.916	0.917	0.906	0.890	0.900	0.921	0.915	0.910	0.900	0.927	0.912
Na	0.100	0.066	0.067	0.082	0.116	0.086	0.058	0.059	0.062	0.077	0.078	0.078
K	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg#	77.5	82.7	83.9	86.3	76.5	72.3	82.9	84.4	83.2	81.3	85.1	77.0
%Wo	48.647	49.329	49.155	49.912	47.954	48.529	49.352	49.376	48.717	49.162	49.772	49.763
%En	32.700	36.819	36.465	34.403	31.459	30.677	36.913	37.592	38.013	35.680	33.720	33.013
%Fs	18.653	13.853	14.380	15.684	20.586	20.794	13.735	13.032	13.270	15.159	16.509	17.223
%Di	67.847	76.015	76.915	76.793	65.219	64.266	77.027	78.218	77.037	73.707	76.230	69.465
%Hd	20.917	16.636	15.534	13.165	21.858	25.973	16.485	15.147	16.232	17.613	14.245	21.623
%Aeg	11.236	7.349	7.551	10.042	12.923	9.761	6.488	6.635	6.731	8.679	9.525	8.912
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.199	0.132	0.134	0.163	0.231	0.173	0.116	0.118	0.124	0.154	0.157	0.155
Q value	1.670	1.743	1.728	1.629	1.653	1.687	1.752	1.741	1.763	1.703	1.666	1.698
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II												
Amostra	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27
Referência	b1_px1	b1_px2	b2_px3	b2_px2	b3_px1	b3_px1	b3_px1	b3_px2	b3_px2	b3_px2	b3_px3	b3_px3
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	matriz	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	47.759	49.886	48.238	49.398	48.199	48.183	47.881	49.132	49.677	48.734	49.743	48.536
TiO ₂	1.094	0.444	0.757	0.823	1.057	1.018	1.068	0.918	0.487	0.789	0.549	1.002
Al ₂ O ₃	3.094	1.717	2.355	1.692	3.240	2.817	2.892	2.457	1.822	1.107	1.617	2.851
FeO ^T	15.909	14.822	15.317	18.309	17.696	17.263	18.306	16.988	16.194	21.172	17.023	17.239
MnO	0.972	1.099	1.126	1.135	0.932	0.976	1.071	1.075	1.141	1.075	1.287	0.941
MgO	7.295	8.156	7.821	5.399	7.327	7.363	6.733	7.630	8.206	5.292	7.539	7.213
CaO	19.376	20.500	20.464	17.291	19.213	18.956	19.443	19.467	20.249	16.783	20.355	19.107
K ₂ O	0.003	0.006	n.d.	0.030	n.d.	0.035	0.009	n.d.	0.005	n.d.	0.005	0.005
Na ₂ O	2.355	1.784	1.790	3.651	2.396	2.708	2.530	2.229	1.704	3.371	1.648	2.324
Cr ₂ O ₃	0.007	n.d.	0.015	n.d.	n.d.	n.d.	0.015	0.054	0.047	0.005	0.017	n.d.
Total	97.864	98.414	97.883	97.728	100.060	99.319	99.948	99.950	99.532	98.328	99.783	99.218
Fe ₂ O ₃ calc.	8.400	5.532	7.285	9.389	9.826	10.886	10.943	8.200	6.665	10.939	6.142	8.204
FeO calc.	8.351	9.844	8.762	9.861	8.855	7.468	8.459	9.609	10.197	11.329	11.497	9.857
Total*	98.706	98.968	98.613	98.669	101.044	100.410	101.044	100.772	100.200	99.424	100.398	100.040
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.863	1.934	1.884	1.938	1.844	1.851	1.840	1.882	1.911	1.918	1.920	1.874
Al ^{IV}	0.137	0.066	0.108	0.062	0.146	0.128	0.131	0.111	0.083	0.051	0.074	0.126
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.008	0.000	0.010	0.021	0.029	0.007	0.006	0.031	0.007	0.000
Al ^{VI}	0.005	0.013	0.000	0.016	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004
Fe ^{3+VI}	0.247	0.161	0.207	0.277	0.273	0.293	0.287	0.229	0.187	0.293	0.172	0.238
Ti	0.032	0.013	0.022	0.024	0.030	0.029	0.031	0.026	0.014	0.023	0.016	0.029
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.424	0.471	0.455	0.316	0.418	0.422	0.386	0.436	0.471	0.310	0.434	0.415
Fe ²⁺	0.272	0.319	0.286	0.323	0.283	0.240	0.272	0.308	0.328	0.373	0.371	0.318
Mn	0.032	0.036	0.037	0.038	0.030	0.032	0.035	0.035	0.037	0.036	0.042	0.031
Ca	0.810	0.852	0.856	0.727	0.788	0.780	0.800	0.799	0.835	0.708	0.842	0.790
Na	0.178	0.134	0.136	0.278	0.178	0.202	0.188	0.166	0.127	0.257	0.123	0.174
K	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	60.9	59.6	61.4	49.4	59.6	63.7	58.7	58.6	58.9	45.4	53.9	56.6
%Wo	45.364	46.290	46.307	-----	43.709	-----	-----	44.050	44.790	-----	45.084	44.083
%En	23.764	25.625	24.625	-----	23.193	-----	-----	24.023	25.256	-----	23.233	23.155
%Fs	30.872	28.086	29.068	-----	33.099	-----	-----	31.927	29.955	-----	31.683	32.761
%Di	46.779	49.064	49.803	33.074	45.966	47.112	43.785	46.157	48.872	31.799	44.707	44.252
%Hd	33.580	36.978	35.373	37.838	34.485	30.353	34.817	36.305	37.929	41.857	42.582	37.204
%Aeg	19.641	13.958	14.825	29.089	19.549	22.535	21.398	17.537	13.199	26.344	12.710	18.544
%Q	-----	-----	-----	71.094	-----	78.138	79.456	-----	-----	73.001	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	1.564	-----	0.000	0.000	-----	-----	0.000	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	27.341	-----	21.862	20.544	-----	-----	26.999	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.356	0.268	0.271	0.555	0.355	0.403	0.377	0.331	0.254	0.514	0.247	0.348
Q value	1.506	1.642	1.598	1.366	1.489	1.442	1.458	1.542	1.633	1.391	1.646	1.524
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Ca-Na	Quad	Ca-Na	Ca-Na	Quad	Quad	Ca-Na	Quad	Quad

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-105	CY-105	CY-105	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182
Referência	b3_px4	b3_px4	b3_px4	b3_px5	b3_px5	b2_px1	b2_px2	b2_px3	b1_px1	b1_px1	b1_px2	b1_px2
Sector	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	F	F	M	M
SiO ₂	48.687	48.454	48.630	49.274	47.844	52.615	51.554	51.498	50.770	50.737	50.564	49.882
TiO ₂	0.871	1.105	0.812	0.673	1.343	0.508	0.834	0.773	0.785	0.802	1.048	1.749
Al ₂ O ₃	2.668	3.056	1.463	2.655	3.312	1.410	2.606	2.413	2.670	2.680	2.306	2.762
FeO ^T	16.979	17.249	20.780	16.501	17.288	14.941	13.452	14.454	12.320	13.415	15.015	15.446
MnO	0.941	0.888	1.150	0.873	0.973	0.669	0.458	0.504	0.741	0.761	1.144	1.018
MgO	7.467	7.275	5.536	7.587	7.116	8.257	9.167	8.639	10.030	9.346	7.791	7.117
CaO	19.070	18.996	16.896	19.165	19.054	18.217	18.770	17.921	21.106	20.122	19.433	18.859
K ₂ O	0.007	0.001	0.026	0.017	0.001	n.d.	n.d.	0.008	n.d.	n.d.	0.038	0.020
Na ₂ O	2.257	2.449	3.517	2.277	2.290	3.441	3.148	3.569	1.899	2.426	2.740	3.200
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.017	n.d.	n.d.	n.d.	0.112	0.081	0.096	0.052	0.050	0.082	0.065
Total	98.947	99.490	98.810	99.022	99.221	100.170	100.070	99.875	100.373	100.339	100.161	100.118
Fe ₂ O ₃ calc.	7.958	8.757	12.188	7.278	8.417	6.957	7.230	8.472	5.980	7.206	7.085	7.785
FeO calc.	9.819	9.369	9.813	9.953	9.714	8.681	6.947	6.831	6.939	6.931	8.640	8.441
Total*	99.744	100.367	100.031	99.751	100.064	100.867	100.794	100.724	100.972	101.061	100.871	100.898
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.883	1.863	1.897	1.900	1.849	1.980	1.930	1.934	1.903	1.904	1.918	1.894
Al ^{IV}	0.117	0.137	0.067	0.100	0.151	0.020	0.070	0.066	0.097	0.096	0.082	0.106
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.035	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.004	0.002	0.000	0.021	0.000	0.042	0.045	0.041	0.021	0.022	0.021	0.018
Fe ^{3+VI}	0.232	0.253	0.322	0.211	0.245	0.197	0.204	0.239	0.169	0.203	0.202	0.222
Ti	0.025	0.032	0.024	0.020	0.039	0.014	0.023	0.022	0.022	0.023	0.030	0.050
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.003	0.002	0.001	0.002	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.430	0.417	0.322	0.436	0.410	0.463	0.512	0.484	0.560	0.523	0.441	0.403
Fe ²⁺	0.318	0.301	0.320	0.321	0.314	0.273	0.218	0.215	0.217	0.217	0.274	0.268
Mn	0.031	0.029	0.038	0.029	0.032	0.021	0.015	0.016	0.024	0.024	0.037	0.033
Ca	0.790	0.783	0.706	0.792	0.789	0.734	0.753	0.721	0.848	0.809	0.790	0.767
Na	0.169	0.183	0.266	0.170	0.172	0.251	0.229	0.260	0.138	0.177	0.202	0.236
K	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001
Mg#	57.5	58.1	50.1	57.6	56.6	62.9	70.2	69.3	72.0	70.6	61.6	60.0
%Wo	43.883	43.887	-----	44.270	44.088	-----	-----	-----	46.629	45.526	-----	-----
%En	23.908	23.386	-----	24.385	22.910	-----	-----	-----	30.832	29.422	-----	-----
%Fs	32.209	32.727	-----	31.346	33.003	-----	-----	-----	22.539	25.052	-----	-----
%Di	45.405	44.850	34.029	45.629	44.208	45.918	52.628	49.652	59.655	55.560	46.234	42.893
%Hd	36.745	35.514	37.854	36.561	37.289	29.194	23.867	23.669	25.655	25.683	32.619	32.025
%Aeg	17.850	19.636	28.117	17.810	18.503	24.888	23.505	26.678	14.690	18.757	21.147	25.083
%Q	-----	-----	71.705	-----	-----	74.550	76.431	73.195	-----	-----	78.871	75.323
%Jd	-----	-----	0.000	-----	-----	4.494	4.283	3.883	-----	-----	1.986	1.842
%Aeg	-----	-----	28.295	-----	-----	20.956	19.286	22.921	-----	-----	19.143	22.835
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.338	0.365	0.532	0.340	0.343	0.502	0.457	0.520	0.276	0.353	0.403	0.471
Q value	1.538	1.501	1.348	1.549	1.513	1.471	1.482	1.419	1.625	1.549	1.504	1.438
Piroxena	Quad	Quad	Ca-Na	Quad	Quad	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Quad	Quad	Ca-Na	Ca-Na

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-182	CY-182	CY-182	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-193
Referência	b1_px2	b1_px3	b2_px1	b1_px1	b1_px2	b1_px3	b1_px4	b1_px5	b1_px6	b1_px7	b1_px8	b1_px2
Sector	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo
Tipo	M	M	M	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	49.976	50.838	49.258	51.824	50.117	50.364	48.619	50.148	50.952	46.290	51.227	50.848
TiO ₂	1.710	0.678	1.304	0.285	0.961	0.932	1.299	1.323	0.401	2.850	0.482	0.919
Al ₂ O ₃	2.791	1.391	3.983	1.130	2.429	2.383	3.070	2.601	1.444	7.098	1.736	2.661
FeO ^T	15.712	15.160	13.618	15.768	17.045	17.501	17.603	17.149	15.844	9.543	15.620	14.596
MnO	1.028	1.373	0.723	1.474	1.142	1.194	1.136	1.163	1.408	0.266	1.283	0.568
MgO	7.063	7.811	8.777	7.439	6.360	6.176	6.042	6.130	7.425	10.855	7.772	8.355
CaO	18.260	20.588	20.473	20.111	18.215	18.137	17.716	18.115	20.018	22.643	20.542	17.991
K ₂ O	0.023	0.023	0.062	0.008	n.d.	0.007	0.005	0.007	0.007	n.d.	n.d.	0.004
Na ₂ O	3.220	2.194	1.966	2.485	3.485	3.484	3.566	3.562	2.503	1.081	2.093	3.767
Cr ₂ O ₃	0.070	0.134	0.081	0.084	0.049	0.063	0.133	0.136	0.088	0.093	0.094	0.067
Total	99.853	100.190	100.245	100.608	99.803	100.241	99.189	100.334	100.090	100.719	100.849	99.776
Fe ₂ O ₃ calc.	7.159	6.329	6.065	6.234	9.161	8.970	10.521	8.720	7.216	5.857	5.677	9.964
FeO calc.	9.270	9.465	8.160	10.159	8.802	9.430	8.136	9.303	9.351	4.273	10.512	5.631
Total*	100.570	100.824	100.853	101.233	100.721	101.140	100.243	101.208	100.813	101.306	101.418	100.774
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.904	1.938	1.860	1.968	1.914	1.919	1.872	1.908	1.944	1.721	1.942	1.911
Al ^{IV}	0.096	0.062	0.140	0.032	0.086	0.081	0.128	0.092	0.056	0.279	0.058	0.089
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.029	0.001	0.038	0.018	0.024	0.026	0.011	0.025	0.009	0.031	0.020	0.028
Fe ^{3+VI}	0.205	0.182	0.172	0.178	0.263	0.257	0.305	0.250	0.207	0.164	0.162	0.282
Ti	0.049	0.019	0.037	0.008	0.028	0.027	0.038	0.038	0.012	0.080	0.014	0.026
Cr	0.002	0.004	0.002	0.003	0.001	0.002	0.004	0.004	0.003	0.003	0.003	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.401	0.444	0.494	0.421	0.362	0.351	0.347	0.348	0.422	0.601	0.439	0.468
Fe ²⁺	0.295	0.302	0.258	0.323	0.281	0.300	0.262	0.296	0.298	0.133	0.333	0.177
Mn	0.033	0.044	0.023	0.047	0.037	0.039	0.037	0.037	0.045	0.008	0.041	0.018
Ca	0.745	0.841	0.828	0.818	0.745	0.740	0.731	0.739	0.818	0.902	0.834	0.724
Na	0.238	0.162	0.144	0.183	0.258	0.257	0.266	0.263	0.185	0.078	0.154	0.274
K	0.001	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	57.6	59.5	65.7	56.6	56.3	53.9	57.0	54.0	58.6	81.9	56.9	72.6
%Wo	-----	46.396	46.650	45.775	-----	-----	-----	-----	45.673	49.868	46.097	-----
%En	-----	24.492	27.827	23.559	-----	-----	-----	-----	23.571	33.264	24.267	-----
%Fs	-----	29.112	25.523	30.666	-----	-----	-----	-----	30.756	16.868	29.636	-----
%Di	41.461	46.621	53.772	43.231	38.594	37.036	38.025	36.834	44.392	73.299	45.397	49.923
%Hd	33.956	36.348	30.563	37.986	33.901	35.791	32.787	35.329	36.146	17.207	38.703	20.802
%Aeg	24.583	17.031	15.665	18.782	27.505	27.173	29.188	27.837	19.463	9.494	15.900	29.275
%Q	75.192	-----	-----	-----	72.903	72.999	71.559	72.452	-----	-----	-----	71.385
%Jd	3.115	-----	-----	-----	2.239	2.490	0.976	2.521	-----	-----	-----	2.621
%Aeg	21.692	-----	-----	-----	24.858	24.511	27.465	25.027	-----	-----	-----	25.994
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.476	0.324	0.288	0.366	0.516	0.515	0.532	0.526	0.370	0.156	0.308	0.549
Q value	1.442	1.587	1.580	1.562	1.389	1.392	1.339	1.383	1.539	1.636	1.607	1.369
Piroxena	Ca-Na	Quad	Quad	Quad	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Quad	Quad	Quad	Ca-Na

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-193	CY-193	CY-193	CY-193	CY-193	CY-193	CY-193	CY-193	CY-193	CY-193	CY-193	CY-193
Referência	b1_px2	b1_px2	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px6	b1_px6	b1_px6	b1_px4	b1_px4	b1_px4	b1_px5
Sector	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	49.515	51.521	51.231	51.650	50.645	50.839	51.367	51.257	51.550	50.876	51.394	51.130
TiO ₂	1.270	0.939	1.087	0.726	1.113	1.252	1.038	1.023	0.954	0.994	0.847	0.975
Al ₂ O ₃	3.591	2.550	2.823	2.314	2.852	3.035	2.542	2.469	2.509	2.721	2.550	2.527
FeO ^T	13.227	14.604	14.767	13.854	14.772	14.794	14.670	14.721	14.543	14.575	14.370	14.736
MnO	0.461	0.522	0.558	0.513	0.568	0.587	0.587	0.555	0.580	0.577	0.582	0.550
MgO	9.229	8.623	8.255	8.921	8.200	8.074	8.185	8.287	8.261	8.382	8.560	8.379
CaO	20.177	18.511	17.846	18.604	17.754	18.042	18.219	18.458	18.047	18.317	18.323	18.200
K ₂ O	0.003	0.005	0.009	0.008	n.d.	0.004	n.d.	0.006	0.011	0.004	0.003	n.d.
Na ₂ O	2.479	3.326	3.725	3.325	3.636	3.511	3.503	3.570	3.528	3.365	3.407	3.571
Cr ₂ O ₃	0.129	0.073	0.038	0.077	0.124	0.060	0.097	0.060	0.066	0.099	0.056	0.053
Total	100.081	100.674	100.339	99.992	99.664	100.198	100.208	100.406	100.049	99.910	100.092	100.121
Fe ₂ O ₃ calc.	7.946	8.009	8.861	7.934	8.902	8.081	7.872	8.962	7.636	8.284	8.095	8.990
FeO calc.	6.077	7.398	6.793	6.715	6.762	7.523	7.586	6.657	7.672	7.121	7.086	6.647
Total*	100.877	101.476	101.227	100.787	100.556	101.008	100.997	101.304	100.814	100.740	100.903	101.022
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.861	1.924	1.917	1.936	1.910	1.910	1.929	1.919	1.937	1.916	1.929	1.919
Al ^{IV}	0.139	0.076	0.083	0.064	0.090	0.090	0.071	0.081	0.063	0.084	0.071	0.081
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.020	0.037	0.042	0.039	0.037	0.045	0.042	0.028	0.048	0.036	0.041	0.031
Fe ^{3+VI}	0.225	0.225	0.250	0.224	0.253	0.228	0.223	0.253	0.216	0.235	0.229	0.254
Ti	0.036	0.026	0.031	0.020	0.032	0.035	0.029	0.029	0.027	0.028	0.024	0.028
Cr	0.004	0.002	0.001	0.002	0.004	0.002	0.003	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.517	0.480	0.461	0.499	0.461	0.452	0.458	0.463	0.463	0.470	0.479	0.469
Fe ²⁺	0.191	0.231	0.213	0.211	0.213	0.236	0.238	0.208	0.241	0.224	0.222	0.209
Mn	0.015	0.017	0.018	0.016	0.018	0.019	0.019	0.018	0.018	0.018	0.018	0.017
Ca	0.812	0.741	0.716	0.747	0.717	0.726	0.733	0.741	0.727	0.739	0.737	0.732
Na	0.181	0.241	0.270	0.242	0.266	0.256	0.255	0.259	0.257	0.246	0.248	0.260
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg#	73.0	67.5	68.4	70.3	68.4	65.7	65.8	68.9	65.7	67.7	68.3	69.2
%Wo	46.164	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%En	29.380	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Fs	24.455	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Di	57.236	49.571	47.917	51.555	48.108	46.958	47.230	48.805	47.252	49.073	49.489	49.101
%Hd	22.768	25.562	23.961	23.453	24.148	26.484	26.481	23.850	26.503	25.305	24.894	23.682
%Aeg	19.995	24.867	28.122	24.991	27.744	26.558	26.289	27.345	26.245	25.622	25.618	27.216
%Q	-----	75.088	71.981	75.081	72.354	73.447	73.701	73.141	73.563	74.477	74.362	73.058
%Jd	-----	3.490	4.010	3.668	3.497	4.343	4.159	2.703	4.844	3.420	3.930	2.895
%Aeg	-----	21.421	24.009	21.252	24.148	22.211	22.140	24.157	21.593	22.103	21.709	24.047
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.361	0.482	0.541	0.483	0.532	0.512	0.510	0.518	0.514	0.491	0.496	0.520
Q value	1.520	1.452	1.389	1.456	1.392	1.415	1.430	1.412	1.431	1.434	1.438	1.409
Piroxena	Quad	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

CALCIOCARBONATITO EXTRUSIVO												
Amostra	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95
Referência	px2	px3	px4	px5	px6	px7	px10	px11	px13	px16	px17	px18
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	51.503	51.473	50.987	51.195	51.383	50.986	51.419	51.399	50.632	51.645	51.595	50.593
TiO ₂	0.505	0.421	0.474	0.430	0.471	0.602	0.505	0.557	0.519	0.464	0.487	0.621
Al ₂ O ₃	1.433	1.221	1.508	1.473	1.367	2.206	1.693	1.628	1.782	1.603	1.415	1.766
FeO ^T	15.040	14.992	15.546	16.238	15.579	13.426	14.808	14.206	14.663	14.638	15.408	15.164
MnO	0.531	0.472	0.539	0.586	0.570	0.474	0.572	0.527	0.557	0.521	0.557	0.547
MgO	7.893	8.218	7.507	7.224	7.466	9.071	8.271	8.699	8.120	8.369	7.853	7.866
CaO	18.213	18.532	18.209	17.930	17.798	20.195	19.438	20.402	18.747	19.841	17.885	19.137
K ₂ O	0.003	0.004	n.d.	0.012	0.004	0.014	0.003	0.005	0.010	0.001	0.051	0.009
Na ₂ O	4.068	4.078	4.055	4.145	4.434	3.066	3.395	2.980	3.415	3.305	4.286	3.597
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.005	n.d.	n.d.	0.039	n.d.	n.d.	0.017	0.010	0.034	0.049	0.027
Total	99.189	99.416	98.825	99.233	99.111	100.040	100.104	100.420	98.455	100.421	99.586	99.327
Fe ₂ O ₃ calc.	10.907	12.064	11.348	11.484	12.196	9.669	9.832	9.176	9.530	9.624	11.981	11.012
FeO calc.	5.226	4.136	5.335	5.905	4.605	4.726	5.961	5.950	6.088	5.978	4.627	5.256
Total*	100.282	100.625	99.962	100.384	100.333	101.009	101.089	101.339	99.410	101.385	100.786	100.430
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.948	1.939	1.940	1.944	1.945	1.910	1.933	1.927	1.935	1.935	1.942	1.918
Al ^{IV}	0.052	0.054	0.060	0.056	0.055	0.090	0.067	0.072	0.065	0.065	0.058	0.079
Fe ^{3+IV}	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003
Al ^{VI}	0.012	0.000	0.007	0.009	0.006	0.007	0.008	0.000	0.015	0.006	0.005	0.000
Fe ^{3+VI}	0.310	0.335	0.325	0.328	0.347	0.273	0.278	0.258	0.274	0.271	0.339	0.311
Ti	0.014	0.012	0.014	0.012	0.013	0.017	0.014	0.016	0.015	0.013	0.014	0.018
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.445	0.461	0.426	0.409	0.421	0.507	0.464	0.486	0.463	0.468	0.441	0.445
Fe ²⁺	0.165	0.130	0.170	0.187	0.146	0.148	0.187	0.187	0.195	0.187	0.146	0.167
Mn	0.017	0.015	0.017	0.019	0.018	0.015	0.018	0.017	0.018	0.017	0.018	0.018
Ca	0.738	0.748	0.742	0.729	0.722	0.810	0.783	0.820	0.767	0.797	0.721	0.777
Na	0.298	0.298	0.299	0.305	0.325	0.223	0.247	0.217	0.253	0.240	0.313	0.264
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Mg#	72.9	78.0	71.5	68.6	74.3	77.4	71.2	72.3	70.4	71.4	75.2	72.7
%Wo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%En	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Fs	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Di	48.078	51.010	46.685	44.427	46.258	56.769	50.570	53.659	49.837	51.289	48.061	49.775
%Hd	19.694	16.068	20.517	22.419	18.011	18.276	22.433	22.434	22.904	22.368	17.824	20.623
%Aeg	32.228	32.921	32.798	33.154	35.730	24.955	26.997	23.907	27.260	26.343	34.115	29.603
%Q	69.325	69.222	69.100	68.478	66.447	76.689	74.341	77.500	73.790	75.139	67.640	72.420
%Jd	1.104	0.000	0.685	0.886	0.533	0.595	0.714	0.000	1.343	0.557	0.453	0.000
%Aeg	29.571	30.778	30.215	30.636	33.020	22.717	24.946	22.500	24.867	24.304	31.908	27.580
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.597	0.596	0.598	0.610	0.651	0.445	0.495	0.433	0.506	0.480	0.626	0.529
Q value	1.348	1.340	1.338	1.326	1.289	1.465	1.434	1.492	1.424	1.452	1.308	1.388
Piroxena	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

Amostra Referência Sector Tipo	CLINOPIROXENITO (perfil)								
	CY-245 b3_px1	CY-245 b3_px1	CY-245 b3_px1	CY-245 b3_px1	CY-245 b3_px1	CY-245 b3_px1	CY-245 b3_px1	CY-245 b3_px1	CY-245 b3_px1
	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*8	*9	*10
	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	46.503	45.258	45.358	44.361	44.795	45.126	45.211	45.368	45.979
TiO ₂	3.177	3.597	3.427	3.732	3.838	3.865	3.674	3.434	3.270
Al ₂ O ₃	6.900	7.545	7.179	7.686	7.804	7.781	7.371	7.132	6.744
FeO ^T	7.129	7.475	7.884	7.693	7.407	7.503	7.595	7.680	7.823
MnO	0.139	0.097	0.086	0.091	0.050	0.124	0.110	0.061	0.054
MgO	12.225	11.812	11.772	11.620	11.646	11.764	11.777	11.848	11.850
CaO	23.209	23.209	23.086	22.785	23.023	23.194	23.058	23.169	23.140
K ₂ O	n.d.	0.005	0.007	0.002	0.004	n.d.	0.009	0.010	0.004
Na ₂ O	0.793	0.822	0.845	0.889	0.844	0.774	0.822	0.874	0.908
Cr ₂ O ₃	0.052	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.010	0.005	n.d.	n.d.
Total	100.127	99.820	99.644	98.859	99.411	100.141	99.632	99.576	99.772
Fe ₂ O ₃ calc.	4.457	5.377	5.727	6.021	5.140	4.966	5.240	5.881	5.501
FeO calc.	3.118	2.636	2.730	2.275	2.782	3.035	2.880	2.389	2.873
Total*	100.574	100.359	100.218	99.462	99.926	100.639	100.157	100.165	100.323
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões									
Si	1.726	1.688	1.696	1.671	1.678	1.679	1.690	1.696	1.716
Al ^{IV}	0.274	0.312	0.304	0.329	0.322	0.321	0.310	0.304	0.284
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.028	0.019	0.012	0.012	0.022	0.021	0.015	0.010	0.012
Fe ^{3+VI}	0.124	0.151	0.161	0.171	0.145	0.139	0.147	0.165	0.154
Ti	0.089	0.101	0.096	0.106	0.108	0.108	0.103	0.097	0.092
Cr	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.676	0.657	0.656	0.652	0.650	0.653	0.656	0.660	0.659
Fe ²⁺	0.097	0.082	0.085	0.072	0.087	0.094	0.090	0.075	0.090
Mn	0.004	0.003	0.003	0.003	0.002	0.004	0.003	0.002	0.002
Ca	0.923	0.927	0.925	0.920	0.924	0.925	0.924	0.928	0.925
Na	0.057	0.059	0.061	0.065	0.061	0.056	0.060	0.063	0.066
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	87.5	88.9	88.5	90.1	88.2	87.4	87.9	89.8	88.0
%Wo	50.572	50.947	50.530	50.600	51.107	50.957	50.722	50.701	50.549
%En	37.064	36.077	35.851	35.905	35.971	35.961	36.046	36.075	36.018
%Fs	12.364	12.976	13.618	13.495	12.922	13.082	13.232	13.224	13.432
%Di	81.042	81.941	81.458	82.386	81.253	80.888	81.086	82.511	80.759
%Hd	12.121	10.642	10.937	9.416	11.088	12.191	11.554	9.573	11.193
%Aeg	6.837	7.416	7.605	8.198	7.659	6.922	7.361	7.916	8.048
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)									
J value	0.114	0.119	0.123	0.130	0.123	0.112	0.119	0.127	0.131
Q value	1.696	1.666	1.666	1.644	1.661	1.672	1.670	1.663	1.674
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

FeO^T = Ferro total analisado; **calc.** = Calculado; **Total*** = Total com FeO e Fe₂O₃ desdobrados

F = Fenocristal; MF = Microfenocristal; M = Matriz

Wo = Volastonite; En = Enstatite; Fs = Ferrossilite; Di = Diópsido; Hd = Hedembérgite; Aeg = Aegirina;

Jd = Jadeíte; Q = Quartzo

Mg# = [Mg²⁺ / (Mg²⁺ + Fe²⁺)]*100

n.d. = Abaixo do limite de detecção

Amostra	MELTEIGITO (perfil)						
	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202
Referência	b3_px3	b3_px3	b3_px3	b3_px3	b3_px3	b3_px3	b3_px3
Sector	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*7
Tipo	---	---	---	---	---	---	---
SiO₂	44.559	42.176	43.830	43.414	41.491	43.137	42.427
TiO₂	3.922	4.721	3.485	3.400	4.376	3.938	4.439
Al₂O₃	7.043	9.217	8.033	7.944	9.443	7.457	8.812
FeO^T	6.051	6.565	7.688	8.740	9.693	7.298	6.819
MnO	0.083	0.114	0.153	0.153	0.165	0.111	0.128
MgO	12.973	11.799	11.667	11.107	9.940	12.180	11.859
CaO	22.862	23.026	22.675	22.560	22.166	22.993	22.976
K₂O	0.005	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	0.004	0.004
Na₂O	0.794	0.754	0.843	0.884	1.052	0.723	0.763
Cr₂O₃	0.005	n.d.	0.003	0.007	0.035	n.d.	0.038
Total	98.297	98.372	98.377	98.211	98.361	97.841	98.265
Fe₂O₃ calc.	6.045	6.704	6.730	7.482	8.121	7.582	7.058
FeO calc.	0.612	0.533	1.632	2.007	2.386	0.476	0.468
Total*	98.903	99.044	99.051	98.961	99.175	98.601	98.972
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões							
Si	1.676	1.593	1.657	1.650	1.584	1.639	1.604
Al^{IV}	0.312	0.407	0.343	0.350	0.416	0.334	0.393
Fe^{3+IV}	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.027	0.003
Al^{VI}	0.000	0.003	0.015	0.006	0.009	0.000	0.000
Fe^{3+VI}	0.160	0.191	0.191	0.214	0.233	0.190	0.198
Ti	0.111	0.134	0.099	0.097	0.126	0.113	0.126
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.728	0.664	0.658	0.629	0.566	0.690	0.669
Fe²⁺	0.019	0.017	0.052	0.064	0.076	0.015	0.015
Mn	0.003	0.004	0.005	0.005	0.005	0.004	0.004
Ca	0.922	0.932	0.918	0.919	0.907	0.936	0.931
Na	0.058	0.055	0.062	0.065	0.078	0.053	0.056
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	97.4	97.5	92.7	90.8	88.1	97.9	97.8
%Wo	50.025	51.561	50.355	50.181	50.732	50.286	51.171
%En	39.497	36.762	36.050	34.375	31.654	37.064	36.749
%Fs	10.478	11.676	13.595	15.443	17.615	12.650	12.079
%Di	90.115	89.772	84.753	82.459	78.020	90.557	89.931
%Hd	2.712	2.767	7.282	9.006	11.241	2.452	2.544
%Aeg	7.173	7.461	7.965	8.536	10.739	6.991	7.525
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)							
J value	0.116	0.110	0.124	0.130	0.156	0.107	0.112
Q value	1.668	1.613	1.628	1.612	1.548	1.641	1.614
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

Amostra	IJOLITO s.s. (perfil)						
	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228
Referência	b3_px2	b3_px2	b3_px2	b3_px2	b3_px2	b3_px2	b3_px2
Sector	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*7
Tipo	---	---	---	---	---	---	---
SiO₂	43.660	43.957	41.686	41.812	41.836	41.033	45.443
TiO₂	2.546	2.395	3.192	3.254	3.204	2.808	1.618
Al₂O₃	6.843	6.742	8.402	8.423	8.299	8.998	5.210
FeO^T	12.052	11.699	12.086	12.218	12.235	13.185	11.835
MnO	0.372	0.382	0.273	0.294	0.382	0.416	0.398
MgO	9.405	9.498	8.650	8.574	8.713	7.604	9.862
CaO	21.855	21.701	21.692	21.577	21.560	21.237	21.526
K₂O	0.004	n.d.	n.d.	0.007	0.009	0.010	0.012
Na₂O	1.304	1.275	1.314	1.299	1.368	1.486	1.411
Cr₂O₃	n.d.	0.017	n.d.	0.049	0.002	n.d.	n.d.
Total	98.041	97.666	97.295	97.507	97.608	96.777	97.315
Fe₂O₃ calc.	9.731	8.909	9.946	9.519	10.268	10.780	9.093
FeO calc.	3.296	3.683	3.137	3.653	2.996	3.485	3.653
Total*	99.016	98.559	98.291	98.461	98.637	97.857	98.226
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 cátions							
Si	1.679	1.695	1.619	1.622	1.619	1.607	1.755
Al^{IV}	0.310	0.305	0.381	0.378	0.379	0.393	0.237
Fe^{3+IV}	0.011	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.007
Al^{VI}	0.000	0.002	0.003	0.007	0.000	0.023	0.000
Fe^{3+VI}	0.271	0.259	0.291	0.278	0.297	0.318	0.257
Ti	0.074	0.069	0.093	0.095	0.093	0.083	0.047
Cr	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.539	0.546	0.501	0.496	0.503	0.444	0.568
Fe²⁺	0.106	0.119	0.102	0.119	0.097	0.114	0.118
Mn	0.012	0.012	0.009	0.010	0.013	0.014	0.013
Ca	0.901	0.897	0.902	0.897	0.894	0.891	0.891
Na	0.097	0.095	0.099	0.098	0.103	0.113	0.106
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Mg#	83.6	82.1	83.1	80.7	83.8	79.5	82.8
%Wo	48.956	48.931	50.008	49.859	49.523	50.043	48.049
%En	29.313	29.798	27.746	27.567	27.847	24.931	30.629
%Fs	21.731	21.271	22.246	22.574	22.630	25.026	21.322
%Di	71.461	70.673	70.476	68.703	70.325	64.835	70.581
%Hd	15.653	16.988	15.601	17.759	15.315	18.686	16.285
%Aeg	12.886	12.339	13.924	13.538	14.360	16.479	13.134
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)							
J value	0.194	0.191	0.198	0.195	0.205	0.226	0.211
Q value	1.546	1.562	1.505	1.511	1.494	1.450	1.577
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

Amostra	URITTO (perfil)									
	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178
Referência	b5_px3	b5_px3	b5_px3	b5_px3	b5_px3	b5_px3	b5_px3	b5_px3	b5_px3	b5_px3
Sector	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*7	*8	*9	*10
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	49.037	48.822	49.175	49.003	48.446	48.162	48.192	46.849	47.178	48.355
TiO ₂	0.653	0.779	0.580	0.587	0.992	1.009	0.924	1.258	1.387	0.550
Al ₂ O ₃	1.956	2.005	1.988	1.902	3.119	2.996	3.158	4.087	3.999	1.936
FeO ^T	14.541	12.945	14.945	14.523	12.132	12.486	11.771	12.696	11.298	15.287
MnO	0.612	0.476	0.610	0.638	0.479	0.455	0.417	0.465	0.396	0.667
MgO	9.140	10.147	8.746	9.094	10.271	9.963	10.666	9.855	10.965	8.708
CaO	19.528	19.628	19.155	19.074	21.250	21.182	21.608	21.525	21.727	18.982
K ₂ O	0.001	0.008	0.002	0.005	0.008	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	0.006
Na ₂ O	2.587	2.702	2.934	3.031	1.782	1.795	1.601	1.454	1.805	3.074
Cr ₂ O ₃	0.010	0.005	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	0.017	n.d.	n.d.	0.034
Total	98.065	97.517	98.135	97.857	98.481	98.048	98.357	98.189	98.755	97.599
Fe ₂ O ₃ calc.	10.277	11.264	11.093	11.962	8.465	8.524	8.742	8.782	10.880	13.071
FeO calc.	5.294	2.810	4.963	3.760	4.515	4.816	3.905	4.794	1.508	3.526
Total*	99.095	98.646	99.246	99.055	99.329	98.902	99.233	99.069	99.845	98.909
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões										
Si	1.884	1.870	1.887	1.880	1.846	1.847	1.836	1.798	1.783	1.865
Al ^{IV}	0.089	0.091	0.090	0.086	0.140	0.135	0.142	0.185	0.178	0.088
Fe ^{3+IV}	0.027	0.039	0.023	0.034	0.014	0.018	0.022	0.017	0.039	0.047
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ^{3+VI}	0.270	0.286	0.298	0.312	0.229	0.228	0.229	0.237	0.270	0.332
Ti	0.019	0.022	0.017	0.017	0.028	0.029	0.026	0.036	0.039	0.016
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.524	0.580	0.500	0.520	0.583	0.570	0.606	0.564	0.618	0.501
Fe ²⁺	0.170	0.090	0.159	0.121	0.144	0.154	0.124	0.154	0.048	0.114
Mn	0.020	0.015	0.020	0.021	0.015	0.015	0.013	0.015	0.013	0.022
Ca	0.804	0.806	0.788	0.784	0.868	0.870	0.882	0.885	0.880	0.784
Na	0.193	0.201	0.218	0.225	0.132	0.133	0.118	0.108	0.132	0.230
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	75.5	86.6	75.9	81.2	80.2	78.7	83.0	78.6	92.8	81.5
%Wo	-----	-----	-----	-----	46.817	46.915	47.009	47.292	47.114	-----
%En	-----	-----	-----	-----	31.485	30.703	32.286	30.127	33.084	-----
%Fs	-----	-----	-----	-----	21.697	22.382	20.705	22.580	19.802	-----
%Di	57.768	65.432	55.733	58.642	66.722	65.299	70.283	67.044	76.233	57.811
%Hd	20.966	11.908	19.951	15.938	18.223	19.400	15.996	20.092	7.446	15.647
%Aeg	21.266	22.661	24.316	25.420	15.056	15.301	13.721	12.865	16.321	26.542
%Q	79.530	78.610	76.823	75.960	-----	-----	-----	-----	-----	75.263
%Jd	0.000	0.000	0.000	0.000	-----	-----	-----	-----	-----	0.000
%Aeg	20.470	21.390	23.177	24.040	-----	-----	-----	-----	-----	24.737
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)										
J value	0.386	0.401	0.437	0.451	0.263	0.267	0.237	0.216	0.265	0.460
Q value	1.498	1.475	1.447	1.425	1.595	1.594	1.612	1.603	1.545	1.399
Piroxena	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Ca-Na

SIENITO NEFELÍNICO - GRUPO I (perfil)												
Amostra	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148
Referência	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1
Sector	*4	*5	*6	*7	*8	*9	*10	*11	*12	*13	*14	*15
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	52.033	51.142	51.217	51.110	50.413	50.666	50.990	50.347	50.603	50.409	50.814	50.593
TiO ₂	0.496	0.465	0.503	0.538	0.571	0.536	0.440	0.632	0.791	0.680	0.707	0.692
Al ₂ O ₃	1.449	1.478	1.581	1.536	1.855	1.758	1.509	1.911	2.163	2.160	2.034	1.485
FeO ^T	17.156	16.153	16.557	16.227	16.543	16.542	16.587	16.170	13.995	14.496	13.790	14.326
MnO	0.638	0.618	0.612	0.652	0.614	0.654	0.705	0.600	0.489	0.566	0.492	0.562
MgO	7.160	7.880	7.592	7.953	7.616	7.537	7.664	7.822	9.017	8.823	9.174	9.204
CaO	16.817	17.551	16.907	17.961	18.335	18.041	17.438	19.207	19.260	20.061	20.058	19.849
K ₂ O	n.d.	n.d.	0.009	0.012	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	0.002	n.d.
Na ₂ O	3.896	3.597	4.090	3.366	3.259	3.380	3.580	2.728	2.813	2.359	2.303	2.484
Cr ₂ O ₃	0.050	0.043	n.d.	0.017	0.017	n.d.	0.028	0.050	n.d.	n.d.	0.007	n.d.
Total	99.695	98.927	99.068	99.372	99.223	99.117	98.941	99.467	99.133	99.554	99.381	99.195
Fe ₂ O ₃ calc.	8.348	9.356	10.744	9.025	9.499	9.301	9.487	8.009	7.856	7.278	6.254	7.925
FeO calc.	9.645	7.734	6.889	8.106	7.995	8.173	8.050	8.963	6.926	7.947	8.163	7.195
Total*	100.531	99.864	100.144	100.276	100.175	100.049	99.891	100.269	99.920	100.283	100.008	99.989
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.977	1.952	1.947	1.945	1.926	1.937	1.949	1.924	1.920	1.915	1.930	1.925
Al ^{IV}	0.023	0.048	0.053	0.055	0.074	0.063	0.051	0.076	0.080	0.085	0.070	0.067
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008
Al ^{VI}	0.042	0.018	0.018	0.014	0.009	0.016	0.017	0.010	0.017	0.012	0.021	0.000
Fe ^{3+VI}	0.239	0.269	0.307	0.258	0.273	0.268	0.273	0.230	0.224	0.208	0.179	0.219
Ti	0.014	0.013	0.014	0.015	0.016	0.015	0.013	0.018	0.023	0.019	0.020	0.020
Cr	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.406	0.448	0.430	0.451	0.434	0.429	0.437	0.446	0.510	0.500	0.519	0.522
Fe ²⁺	0.306	0.247	0.219	0.258	0.255	0.261	0.257	0.286	0.220	0.253	0.259	0.229
Mn	0.021	0.020	0.020	0.021	0.020	0.021	0.023	0.019	0.016	0.018	0.016	0.018
Ca	0.685	0.718	0.689	0.732	0.750	0.739	0.714	0.786	0.783	0.817	0.816	0.809
Na	0.287	0.266	0.302	0.248	0.241	0.250	0.265	0.202	0.207	0.174	0.170	0.183
K	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	57.0	64.5	66.3	63.6	62.9	62.2	62.9	60.9	69.9	66.4	66.7	69.5
%Wo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	45.490	45.612	44.824
%En	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	27.838	29.027	28.920
%Fs	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	26.672	25.361	26.255
%Di	39.778	45.686	44.336	46.108	45.636	44.625	44.463	46.729	53.549	52.924	53.876	54.817
%Hd	32.072	27.191	24.600	28.512	28.966	29.347	28.525	32.075	24.725	28.672	28.533	25.941
%Aeg	28.150	27.123	31.064	25.380	25.398	26.028	27.012	21.196	21.727	18.404	17.590	19.241
%Q	70.871	72.633	68.935	74.372	74.887	74.050	72.631	78.975	78.518	-----	-----	-----
%Jd	4.331	1.716	1.746	1.321	0.823	1.443	1.617	0.877	1.527	-----	-----	-----
%Aeg	24.797	25.650	29.319	24.307	24.290	24.507	25.751	20.148	19.955	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.574	0.532	0.603	0.497	0.483	0.501	0.531	0.404	0.414	0.348	0.339	0.367
Q value	1.396	1.413	1.338	1.442	1.440	1.430	1.408	1.518	1.513	1.569	1.595	1.560
Piroxena	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Quad	Quad	Quad

Amostra	SIENITO NEFELÍNICO - GRUPO I (perfil) (cont.)					SIENITO NEFELÍNICO - GRUPO I (perfil)					
	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148
Referência	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px8	b1_px8	b1_px8	b1_px8	b1_px8	b1_px8
Sector	*16	*17	*18	*19	*20	*1	*2	*3	*4	*5	*6
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	50.136	50.016	49.901	51.044	51.293	51.493	51.108	50.325	50.850	50.105	50.551
TiO ₂	0.590	0.554	0.634	0.602	0.469	0.432	0.395	0.591	0.623	0.674	0.481
Al ₂ O ₃	1.945	1.824	1.965	2.155	1.413	1.374	1.391	2.274	1.916	2.044	1.787
FeO ^T	16.792	16.699	16.535	16.907	16.677	17.873	17.791	16.578	15.441	17.025	16.989
MnO	0.537	0.552	0.560	0.649	0.624	0.610	0.612	0.614	0.559	0.590	0.644
MgO	7.476	7.732	7.631	7.234	7.275	6.886	6.768	7.209	8.269	7.239	7.273
CaO	18.932	19.276	18.813	17.123	16.873	16.027	15.872	17.878	19.203	18.788	17.985
K ₂ O	0.003	n.d.	0.004	0.008	0.008	n.d.	n.d.	0.019	0.008	0.010	0.011
Na ₂ O	2.789	2.589	2.982	3.845	3.893	4.435	4.481	3.290	2.758	2.892	3.382
Cr ₂ O ₃	0.009	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.040	n.d.	n.d.
Total	99.209	99.242	99.025	99.569	98.525	99.130	98.418	98.778	99.667	99.367	99.103
Fe ₂ O ₃ calc.	8.199	8.265	9.344	9.638	9.129	11.004	11.247	8.402	7.555	8.355	9.429
FeO calc.	9.414	9.262	8.127	8.234	8.462	7.971	7.671	9.017	8.643	9.507	8.505
Total*	100.030	100.070	99.961	100.535	99.440	100.233	99.545	99.620	100.424	100.204	100.048
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões											
Si	1.924	1.920	1.913	1.939	1.968	1.963	1.961	1.933	1.932	1.922	1.936
Al ^{IV}	0.076	0.080	0.087	0.061	0.032	0.037	0.039	0.067	0.068	0.078	0.064
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.012	0.002	0.002	0.035	0.032	0.025	0.024	0.036	0.018	0.014	0.016
Fe ^{3+VI}	0.237	0.239	0.270	0.275	0.264	0.316	0.325	0.243	0.216	0.241	0.272
Ti	0.017	0.016	0.018	0.017	0.014	0.012	0.011	0.017	0.018	0.019	0.014
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.428	0.442	0.436	0.410	0.416	0.391	0.387	0.413	0.468	0.414	0.415
Fe ²⁺	0.302	0.297	0.261	0.262	0.271	0.254	0.246	0.290	0.275	0.305	0.272
Mn	0.017	0.018	0.018	0.021	0.020	0.020	0.020	0.020	0.018	0.019	0.021
Ca	0.779	0.793	0.773	0.697	0.694	0.655	0.653	0.736	0.782	0.772	0.738
Na	0.208	0.193	0.222	0.283	0.290	0.328	0.333	0.245	0.203	0.215	0.251
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001
Mg#	58.6	59.8	62.6	61.0	60.5	60.6	61.1	58.8	63.0	57.6	60.4
%Wo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%En	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Fs	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Di	44.795	46.553	46.568	42.002	41.714	39.411	39.242	42.669	48.578	43.429	43.270
%Hd	33.471	33.173	29.765	28.962	29.254	27.576	26.967	32.005	30.349	34.006	30.562
%Aeg	21.734	20.274	23.667	29.036	29.032	33.013	33.791	25.326	21.073	22.565	26.169
%Q	78.420	79.907	76.824	70.723	70.456	66.477	65.853	74.586	78.957	77.610	73.948
%Jd	1.062	0.187	0.193	3.304	3.165	2.418	2.383	3.276	1.641	1.225	1.487
%Aeg	20.517	19.906	22.984	25.974	26.379	31.105	31.763	22.137	19.401	21.165	24.566
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)											
J value	0.415	0.385	0.443	0.566	0.579	0.656	0.667	0.490	0.406	0.430	0.502
Q value	1.508	1.532	1.470	1.368	1.381	1.300	1.286	1.438	1.525	1.491	1.425
Piroxena	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

SIENITO NEFELÍNICO - GRUPO I (perfil) (cont.)												
Amostra	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148
Referência	b1_px8	b1_px8	b1_px8	b1_px8	b1_px8	b1_px8	b1_px8	b1_px8	b1_px8	b1_px8	b1_px8	b1_px8
Sector	*7	*8	*9	*10	*11	*12	*13	*14	*15	*16	*17	*18
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	50.468	51.278	50.700	50.397	50.417	51.270	51.233	50.704	50.409	51.342	50.845	51.328
TiO ₂	0.545	0.523	0.497	0.589	0.593	0.548	0.536	0.476	0.536	0.548	0.496	0.486
Al ₂ O ₃	1.784	1.959	1.594	1.760	1.889	1.667	1.441	1.778	1.600	1.659	1.454	1.769
FeO ^T	16.930	16.981	17.187	16.142	15.537	17.043	16.583	16.190	17.698	15.286	17.268	17.084
MnO	0.648	0.627	0.655	0.524	0.609	0.674	0.613	0.642	0.625	0.643	0.586	0.611
MgO	7.310	6.877	7.187	7.788	8.157	7.185	7.532	7.543	6.908	8.255	7.060	7.108
CaO	16.734	15.514	17.623	18.463	19.097	16.778	17.329	17.207	17.786	18.720	16.906	16.415
K ₂ O	0.001	n.d.	n.d.	0.001	0.002	0.002	0.003	n.d.	n.d.	0.011	n.d.	0.002
Na ₂ O	3.892	4.617	3.584	3.233	2.720	4.087	3.576	3.899	3.415	3.079	3.828	4.390
Cr ₂ O ₃	0.014	0.040	n.d.	0.057	0.019	0.012	n.d.	0.017	n.d.	0.079	0.028	n.d.
Total	98.326	98.416	99.027	98.954	99.040	99.266	98.846	98.456	98.977	99.622	98.471	99.193
Fe ₂ O ₃ calc.	10.300	10.417	9.765	9.348	7.734	10.210	8.533	10.394	9.455	7.847	9.571	11.061
FeO calc.	7.662	7.608	8.400	7.730	8.577	7.856	8.905	6.837	9.190	8.225	8.656	7.131
Total*	99.358	99.460	100.005	99.891	99.815	100.289	99.701	99.497	99.924	100.408	99.430	100.301
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.940	1.961	1.942	1.928	1.930	1.951	1.962	1.941	1.939	1.948	1.956	1.950
Al ^{IV}	0.060	0.039	0.058	0.072	0.070	0.049	0.038	0.059	0.061	0.052	0.044	0.050
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.021	0.050	0.014	0.007	0.015	0.026	0.027	0.021	0.011	0.022	0.022	0.029
Fe ^{3+VI}	0.298	0.300	0.281	0.269	0.223	0.292	0.246	0.299	0.274	0.224	0.277	0.316
Ti	0.016	0.015	0.014	0.017	0.017	0.016	0.015	0.014	0.016	0.016	0.014	0.014
Cr	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.001	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.419	0.392	0.410	0.444	0.465	0.408	0.430	0.430	0.396	0.467	0.405	0.403
Fe ²⁺	0.246	0.243	0.269	0.247	0.275	0.250	0.285	0.219	0.296	0.261	0.279	0.227
Mn	0.021	0.020	0.021	0.017	0.020	0.022	0.020	0.021	0.020	0.021	0.019	0.020
Ca	0.689	0.636	0.723	0.757	0.783	0.684	0.711	0.706	0.733	0.761	0.697	0.668
Na	0.290	0.342	0.266	0.240	0.202	0.302	0.266	0.289	0.255	0.226	0.286	0.323
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Mg#	63.0	61.7	60.4	64.2	62.9	62.0	60.1	66.3	57.3	64.1	59.2	64.0
%Wo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%En	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Fs	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Di	42.904	39.284	42.444	46.839	48.403	41.554	42.975	44.861	40.973	47.886	40.981	41.410
%Hd	27.387	26.415	30.028	27.872	30.606	27.704	30.489	24.980	32.684	28.884	30.120	25.328
%Aeg	29.709	34.301	27.528	25.289	20.992	30.742	26.536	30.159	26.343	23.230	28.899	33.263
%Q	70.011	64.991	72.490	75.122	79.048	68.989	72.868	70.071	73.664	76.672	70.734	66.732
%Jd	1.933	4.986	1.305	0.652	1.309	2.547	2.681	1.973	1.041	2.065	2.191	2.825
%Aeg	28.056	30.023	26.205	24.226	19.643	28.464	24.451	27.955	25.295	21.263	27.075	30.443
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.580	0.685	0.532	0.480	0.404	0.603	0.531	0.579	0.509	0.453	0.571	0.647
Q value	1.354	1.271	1.403	1.448	1.523	1.342	1.426	1.355	1.425	1.489	1.381	1.297
Piroxena	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

Amostra	(cont.)		SIENITO NEFELÍNICO - GRUPO I (perfil)								
	CY-148	CY-148	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154
Referência	b1_px8	b1_px8	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1
Sector	*19	*20	*1	*2	*3	*4	*7	*8	*9	*10	*11
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	50.759	50.398	50.594	50.984	50.717	50.003	50.809	51.402	51.065	50.776	50.685
TiO ₂	0.467	0.558	0.380	0.344	0.355	0.640	0.678	0.679	0.630	0.651	0.686
Al ₂ O ₃	1.507	1.757	1.311	1.342	1.293	2.420	1.923	1.934	2.014	2.002	1.905
FeO ^T	16.690	16.606	19.562	18.949	16.696	12.270	10.917	10.919	10.737	10.665	11.014
MnO	0.584	0.619	0.784	0.763	0.741	0.521	0.474	0.516	0.494	0.493	0.449
MgO	7.439	7.547	5.690	6.007	7.405	10.001	11.246	11.148	11.256	11.380	11.073
CaO	16.456	18.540	16.394	17.071	18.460	20.497	22.066	22.055	21.980	22.129	22.034
K ₂ O	0.156	0.003	0.023	0.010	0.001	0.013	n.d.	0.002	0.003	n.d.	0.005
Na ₂ O	4.194	2.985	4.016	3.667	3.052	2.148	1.201	1.205	1.230	1.237	1.200
Cr ₂ O ₃	0.007	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	0.031	n.d.	n.d.	0.027	n.d.	0.027
Total	98.259	99.013	98.754	99.139	98.720	98.544	99.314	99.860	99.436	99.333	99.078
Fe ₂ O ₃ calc.	11.594	8.361	10.396	8.958	8.321	7.244	4.355	3.433	3.942	4.708	4.215
FeO calc.	6.257	9.082	10.208	10.888	9.209	5.752	6.999	7.830	7.190	6.429	7.222
Total*	99.421	99.851	99.796	100.037	99.554	99.270	99.750	100.204	99.831	99.805	99.500
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões											
Si	1.945	1.935	1.959	1.967	1.954	1.903	1.920	1.933	1.926	1.915	1.922
Al ^{IV}	0.055	0.065	0.041	0.033	0.046	0.097	0.080	0.067	0.074	0.085	0.078
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.013	0.014	0.019	0.028	0.012	0.011	0.006	0.019	0.016	0.004	0.007
Fe ^{3+VI}	0.334	0.242	0.303	0.260	0.241	0.207	0.124	0.097	0.112	0.134	0.120
Ti	0.013	0.016	0.011	0.010	0.010	0.018	0.019	0.019	0.018	0.018	0.020
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.425	0.432	0.328	0.345	0.425	0.567	0.634	0.625	0.633	0.640	0.626
Fe ²⁺	0.201	0.292	0.331	0.351	0.297	0.183	0.221	0.246	0.227	0.203	0.229
Mn	0.019	0.020	0.026	0.025	0.024	0.017	0.015	0.016	0.016	0.016	0.014
Ca	0.676	0.762	0.680	0.706	0.762	0.836	0.893	0.889	0.888	0.894	0.895
Na	0.312	0.222	0.301	0.274	0.228	0.158	0.088	0.088	0.090	0.090	0.088
K	0.008	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	67.9	59.7	49.8	49.6	58.9	75.6	74.1	71.7	73.6	75.9	73.2
%Wo	-----	-----	-----	-----	-----	46.163	47.342	47.433	47.358	47.408	47.494
%En	-----	-----	-----	-----	-----	31.340	33.572	33.360	33.744	33.922	33.210
%Fs	-----	-----	-----	-----	-----	22.497	19.086	19.207	18.898	18.669	19.296
%Di	44.450	44.720	33.304	34.687	43.658	61.291	66.140	64.065	65.557	67.435	65.366
%Hd	22.957	32.275	36.124	37.774	32.939	21.588	24.674	26.928	25.126	23.032	25.421
%Aeg	32.593	23.005	30.572	27.539	23.403	17.121	9.186	9.006	9.317	9.533	9.213
%Q	67.614	76.981	68.951	71.882	76.496	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	1.205	1.264	1.806	2.721	1.155	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	31.181	21.755	29.242	25.398	22.349	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)											
J value	0.623	0.444	0.603	0.549	0.456	0.317	0.176	0.176	0.180	0.181	0.176
Q value	1.301	1.486	1.339	1.402	1.484	1.586	1.748	1.760	1.748	1.737	1.750
Piroxena	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

SIENITO NEFELÍNICO - GRUPO I (perfil) (cont.)									
Amostra	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154
Referência	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1
Sector	*12	*13	*14	*15	*16	*17	*18	*19	*20
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	51.373	50.882	51.580	49.845	50.335	50.983	51.612	50.489	50.946
TiO ₂	0.512	0.651	0.595	0.841	0.837	0.480	0.260	0.372	0.321
Al ₂ O ₃	1.648	1.929	1.683	2.421	2.530	1.415	1.134	1.537	1.244
FeO ^T	11.637	10.389	10.750	11.683	11.420	14.716	14.587	19.500	18.788
MnO	0.513	0.466	0.455	0.540	0.483	0.662	0.718	0.817	0.882
MgO	10.542	11.539	11.520	10.672	10.557	8.723	9.037	5.671	6.123
CaO	20.999	22.305	22.096	21.810	21.683	19.229	19.168	16.861	17.093
K ₂ O	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.010	n.d.	n.d.	0.009
Na ₂ O	1.816	1.087	1.126	1.274	1.440	2.719	2.649	3.874	3.684
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0.012	0.053	n.d.	0.069	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.040	99.250	99.817	99.139	99.285	99.006	99.165	99.121	99.090
Fe ₂ O ₃ calc.	4.870	4.029	3.405	5.273	4.716	7.574	7.018	10.329	9.332
FeO calc.	7.255	6.764	7.686	6.938	7.176	7.901	8.272	10.206	10.391
Total*	99.528	99.654	100.158	99.667	99.758	99.765	99.868	100.156	100.025
Número de íons na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões									
Si	1.946	1.921	1.939	1.893	1.905	1.945	1.964	1.949	1.965
Al ^{IV}	0.054	0.079	0.061	0.107	0.095	0.055	0.036	0.051	0.035
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.019	0.007	0.013	0.001	0.018	0.009	0.015	0.019	0.022
Fe ^{3+VI}	0.139	0.114	0.096	0.151	0.134	0.217	0.201	0.300	0.271
Ti	0.015	0.018	0.017	0.024	0.024	0.014	0.007	0.011	0.009
Cr	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.595	0.650	0.645	0.604	0.596	0.496	0.513	0.326	0.352
Fe ²⁺	0.230	0.214	0.242	0.220	0.227	0.252	0.263	0.329	0.335
Mn	0.016	0.015	0.014	0.017	0.015	0.021	0.023	0.027	0.029
Ca	0.852	0.902	0.890	0.887	0.879	0.786	0.782	0.697	0.706
Na	0.133	0.080	0.082	0.094	0.106	0.201	0.195	0.290	0.275
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	72.1	75.3	72.8	73.3	72.4	66.3	66.1	49.8	51.2
%Wo	46.503	47.622	47.138	47.203	47.480	-----	-----	-----	-----
%En	32.483	34.279	34.195	32.137	32.165	-----	-----	-----	-----
%Fs	21.013	18.100	18.668	20.660	20.355	-----	-----	-----	-----
%Di	61.060	67.829	65.624	64.569	63.102	51.108	51.549	33.559	35.507
%Hd	25.260	23.860	26.034	25.406	25.704	28.173	28.798	36.626	36.708
%Aeg	13.680	8.310	8.342	10.025	11.194	20.719	19.653	29.816	27.785
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	79.228	79.937	70.001	71.665
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	0.834	1.413	1.797	2.084
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	19.939	18.650	28.202	26.250
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)									
J value	0.267	0.159	0.164	0.188	0.211	0.402	0.391	0.580	0.551
Q value	1.677	1.765	1.777	1.712	1.702	1.535	1.558	1.353	1.394
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

SIENITO NEFELÍNICO - GRUPO II (perfil)										
Amostra	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39
Referência	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1
Sector	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*7	*8	*9	*10
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	51.159	50.907	50.767	50.605	51.137	50.857	51.427	50.698	51.233	50.766
TiO ₂	0.417	0.368	0.414	0.434	0.384	0.380	0.403	0.411	0.355	0.421
Al ₂ O ₃	1.221	1.206	1.305	1.278	1.327	1.434	1.199	1.197	1.287	1.182
FeO ^T	24.683	24.626	24.233	24.112	24.316	23.852	24.974	24.435	25.434	25.204
MnO	1.041	0.918	0.890	0.895	0.831	0.877	0.854	0.899	0.707	0.864
MgO	2.678	2.545	2.910	2.975	2.795	3.267	2.390	2.691	2.338	2.135
CaO	9.774	9.698	9.090	11.711	10.707	10.155	9.429	9.513	7.281	9.764
K ₂ O	0.018	0.001	n.d.	0.005	0.009	0.033	n.d.	n.d.	0.013	0.030
Na ₂ O	8.244	8.354	8.766	7.053	7.574	7.790	8.423	8.257	9.852	8.187
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.014	n.d.	0.012	0.066	0.042	n.d.	n.d.	0.030	0.009
Total	99.235	98.637	98.375	99.080	99.146	98.687	99.099	98.101	98.530	98.562
Fe ₂ O ₃ calc.	21.966	22.286	23.935	19.052	19.462	20.717	21.537	21.810	26.435	21.522
FeO calc.	4.917	4.573	2.696	6.969	6.804	5.210	5.595	4.810	1.648	5.839
Total*	101.436	100.870	100.773	100.989	101.096	100.763	101.257	100.286	101.178	100.718
Número de íons na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 cátions										
Si	1.951	1.951	1.939	1.946	1.959	1.948	1.964	1.953	1.946	1.955
Al ^{IV}	0.049	0.049	0.059	0.054	0.041	0.052	0.036	0.047	0.054	0.045
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.006	0.005	0.000	0.004	0.019	0.012	0.018	0.008	0.004	0.009
Fe ^{3+VI}	0.630	0.643	0.686	0.551	0.561	0.597	0.619	0.632	0.756	0.624
Ti	0.012	0.011	0.012	0.013	0.011	0.011	0.012	0.012	0.010	0.012
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.152	0.145	0.166	0.171	0.160	0.187	0.136	0.155	0.132	0.123
Fe ²⁺	0.157	0.147	0.086	0.224	0.218	0.167	0.179	0.155	0.052	0.188
Mn	0.034	0.030	0.029	0.029	0.027	0.028	0.028	0.029	0.023	0.028
Ca	0.399	0.398	0.372	0.482	0.439	0.417	0.386	0.393	0.296	0.403
Na	0.609	0.621	0.649	0.526	0.563	0.578	0.624	0.617	0.726	0.611
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001
Mg#	49.3	49.8	65.8	43.2	42.3	52.8	43.2	49.9	71.7	39.5
%Wo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%En	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Fs	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Di	15.988	15.427	17.821	17.958	16.504	19.424	14.085	16.173	14.189	12.901
%Hd	20.000	18.711	12.359	26.669	25.328	20.340	21.356	19.287	8.047	22.758
%Aeg	64.012	65.861	69.820	55.372	58.168	60.236	64.559	64.540	77.764	64.341
%Q	36.753	35.729	32.454	45.475	42.070	39.964	35.965	36.276	24.896	36.852
%Jd	0.548	0.542	0.000	0.357	1.886	1.210	1.789	0.748	0.348	0.902
%Aeg	62.699	63.729	67.546	54.168	56.044	58.826	62.247	62.976	74.756	62.246
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)										
J value	1.219	1.242	1.299	1.052	1.125	1.157	1.247	1.234	1.451	1.223
Q value	0.708	0.690	0.624	0.877	0.817	0.770	0.701	0.702	0.481	0.714
Piroxena	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

SIENITO NEFELÍNICO - GRUPO II (perfil)								
Amostra	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48
Referência	b1_px5	b1_px5	b1_px5	b1_px5	b1_px5	b1_px5	b1_px5	b1_px5
Sector	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*8	*9
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	50.579	49.345	50.080	51.013	51.062	50.912	50.061	50.123
TiO ₂	0.379	1.182	0.988	0.286	0.238	0.415	0.413	0.350
Al ₂ O ₃	1.114	1.371	1.297	1.124	1.217	1.253	1.485	1.457
FeO ^T	25.994	26.125	26.362	26.760	26.999	26.882	25.526	26.041
MnO	1.338	1.374	1.435	1.338	1.165	1.154	1.259	1.263
MgO	0.953	0.508	0.493	0.614	0.631	0.590	1.350	0.981
CaO	9.547	10.053	7.380	7.370	6.182	6.538	9.397	10.157
K ₂ O	n.d.	0.007	n.d.	0.006	0.004	n.d.	n.d.	0.006
Na ₂ O	8.020	7.738	9.382	9.318	10.058	9.875	8.148	7.622
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.033	n.d.	0.023	n.d.	n.d.	0.047	0.028
Total	97.924	97.736	97.417	97.852	97.556	97.619	97.686	98.028
Fe ₂ O ₃ calc.	19.611	19.044	23.205	22.916	25.118	24.468	20.888	19.107
FeO calc.	8.348	8.989	5.482	6.140	4.397	4.866	6.730	8.849
Total*	99.889	99.644	99.742	100.148	100.073	100.070	99.779	99.942
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões								
Si	1.979	1.946	1.955	1.982	1.977	1.974	1.955	1.964
Al ^{IV}	0.021	0.054	0.045	0.018	0.023	0.026	0.045	0.036
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.030	0.010	0.015	0.033	0.033	0.031	0.023	0.031
Fe ^{3+VI}	0.577	0.565	0.682	0.670	0.732	0.714	0.614	0.563
Ti	0.011	0.035	0.029	0.008	0.007	0.012	0.012	0.010
Cr	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.056	0.030	0.029	0.036	0.036	0.034	0.079	0.057
Fe ²⁺	0.273	0.296	0.179	0.199	0.142	0.158	0.220	0.290
Mn	0.044	0.046	0.047	0.044	0.038	0.038	0.042	0.042
Ca	0.400	0.425	0.309	0.307	0.256	0.272	0.393	0.426
Na	0.608	0.592	0.710	0.702	0.755	0.742	0.617	0.579
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	16.9	9.2	13.8	15.1	20.4	17.8	26.3	16.5
%Wo	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%En	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Fs	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Di	5.664	3.098	2.972	3.625	3.747	3.508	8.213	5.918
%Hd	32.349	35.519	23.457	24.824	18.578	20.128	27.320	34.276
%Aeg	61.988	61.382	73.571	71.551	77.676	76.364	64.467	59.805
%Q	37.464	38.828	26.662	27.849	22.374	23.790	35.918	40.050
%Jd	3.093	1.036	1.584	3.401	3.305	3.149	2.301	3.116
%Aeg	59.443	60.136	71.754	68.750	74.321	73.061	61.781	56.835
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)								
J value	1.217	1.183	1.420	1.404	1.510	1.484	1.234	1.158
Q value	0.729	0.751	0.516	0.542	0.435	0.463	0.691	0.774
Piroxena	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

Amostra	ROCHA MÁFICA (perfil)							ROCHA MÁFICA (perfil)			
	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7
	Referência	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1
	Sector	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*7	*1	*2	*3
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	46.252	46.890	49.815	47.390	49.260	43.095	42.416	47.190	47.864	48.036	48.848
TiO ₂	3.792	3.279	0.953	1.532	1.070	4.627	4.949	3.481	3.127	2.786	2.611
Al ₂ O ₃	6.304	6.293	3.668	4.989	3.994	8.853	9.277	6.365	5.640	5.321	4.977
FeO ^T	6.534	6.524	13.819	14.909	13.751	7.082	7.240	6.666	6.348	6.182	6.098
MnO	0.086	0.035	0.693	0.733	0.740	0.079	0.120	0.132	0.111	0.080	0.109
MgO	13.046	13.281	8.275	7.314	8.158	11.833	11.684	12.446	13.297	13.739	13.847
CaO	23.365	23.300	20.602	20.269	20.305	23.117	23.297	23.065	23.149	22.798	22.984
K ₂ O	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	0.003	n.d.	0.006	0.019	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.458	0.424	2.192	2.268	2.316	0.508	0.535	0.581	0.451	0.470	0.503
Cr ₂ O ₃	0.028	0.038	0.101	0.042	0.049	0.045	0.097	0.060	0.095	0.103	0.058
Total	99.865	100.067	100.118	99.446	99.646	99.239	99.621	100.005	100.082	99.515	100.032
Fe ₂ O ₃ calc.	3.577	3.382	6.009	7.923	6.601	5.041	5.964	1.923	2.075	2.442	2.125
FeO calc.	3.315	3.481	8.412	7.780	7.811	2.546	1.874	4.936	4.481	3.985	4.185
Total*	100.223	100.406	100.720	100.240	100.307	99.744	100.219	100.198	100.290	99.760	100.245
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões											
Si	1.722	1.739	1.884	1.813	1.870	1.620	1.590	1.757	1.775	1.787	1.807
Al ^{IV}	0.277	0.261	0.116	0.187	0.130	0.380	0.410	0.243	0.225	0.213	0.193
Fe ^{3+IV}	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.000	0.014	0.048	0.038	0.049	0.012	0.000	0.036	0.022	0.020	0.023
Fe ^{3+VI}	0.098	0.094	0.171	0.228	0.189	0.143	0.168	0.054	0.058	0.068	0.059
Ti	0.106	0.091	0.027	0.044	0.031	0.131	0.139	0.097	0.087	0.078	0.073
Cr	0.001	0.001	0.003	0.001	0.001	0.001	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.724	0.734	0.467	0.417	0.462	0.663	0.653	0.691	0.735	0.762	0.763
Fe ²⁺	0.103	0.108	0.266	0.249	0.248	0.080	0.059	0.154	0.139	0.124	0.129
Mn	0.003	0.001	0.022	0.024	0.024	0.003	0.004	0.004	0.003	0.003	0.003
Ca	0.932	0.926	0.835	0.831	0.826	0.931	0.935	0.920	0.920	0.909	0.911
Na	0.033	0.030	0.161	0.168	0.170	0.037	0.039	0.042	0.032	0.034	0.036
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg#	87.5	87.2	63.7	62.6	65.1	89.2	91.7	81.8	84.1	86.0	85.5
%Wo	50.048	49.681	47.415	47.510	47.249	51.176	51.428	50.482	49.577	48.711	48.802
%En	38.882	39.402	26.499	23.854	26.413	36.448	35.888	37.902	39.623	40.844	40.909
%Fs	11.070	10.917	26.086	28.636	26.337	12.376	12.684	11.616	10.800	10.445	10.289
%Di	83.896	84.030	50.959	48.616	51.076	84.722	86.554	77.566	80.782	82.609	81.881
%Hd	12.273	12.481	31.485	31.778	30.066	10.548	8.292	17.724	15.655	13.715	14.250
%Aeg	3.831	3.489	17.556	19.607	18.858	4.730	5.155	4.709	3.563	3.675	3.868
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)											
J value	0.066	0.061	0.322	0.336	0.341	0.074	0.078	0.084	0.065	0.068	0.072
Q value	1.759	1.768	1.568	1.497	1.536	1.674	1.647	1.764	1.794	1.794	1.804
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHA MÁFICA (perfil) (cont.)											
Amostra	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7
Referência	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1
Sector	*5	*6	*7	*8	*9	*10	*11	*12	*13	*14	*15
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	44.357	46.135	46.172	46.664	47.092	46.503	46.759	46.268	44.637	48.180	47.494
TiO ₂	2.850	2.513	2.428	2.425	2.524	2.495	2.288	2.388	3.019	2.829	2.938
Al ₂ O ₃	8.273	7.301	7.241	6.808	6.692	7.028	6.772	6.659	8.473	5.787	5.567
FeO ^T	10.458	9.422	9.260	9.805	8.736	9.299	9.637	10.282	10.514	6.848	6.188
MnO	0.257	0.315	0.257	0.280	0.261	0.307	0.272	0.349	0.297	0.094	0.107
MgO	9.512	10.316	10.541	10.280	10.847	10.624	10.473	10.082	9.425	12.931	13.438
CaO	22.424	22.388	22.422	22.336	22.470	22.526	22.327	22.298	22.382	23.098	23.211
K ₂ O	n.d.	0.004	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	0.006	0.003
Na ₂ O	0.917	1.002	1.002	1.059	1.008	1.009	1.099	1.071	1.037	0.577	0.468
Cr ₂ O ₃	0.061	0.078	0.120	0.066	0.066	0.045	0.099	0.066	0.073	0.092	0.116
Total	99.109	99.474	99.443	99.723	99.696	99.836	99.726	99.463	99.860	100.442	99.530
Fe ₂ O ₃ calc.	5.615	4.496	4.767	4.402	3.576	4.708	4.792	5.188	5.577	2.361	3.039
FeO calc.	5.406	5.377	4.971	5.844	5.518	5.062	5.325	5.613	5.495	4.723	3.454
Total*	99.672	99.924	99.921	100.164	100.054	100.308	100.206	99.983	100.419	100.679	99.834
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 cátions											
Si	1.686	1.738	1.738	1.756	1.766	1.744	1.756	1.748	1.684	1.782	1.768
Al ^{IV}	0.314	0.262	0.262	0.244	0.234	0.256	0.244	0.252	0.316	0.218	0.232
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.056	0.063	0.059	0.058	0.062	0.055	0.056	0.045	0.060	0.034	0.013
Fe ^{3+VI}	0.161	0.127	0.135	0.125	0.101	0.133	0.135	0.148	0.158	0.066	0.085
Ti	0.081	0.071	0.069	0.069	0.071	0.070	0.065	0.068	0.086	0.079	0.082
Cr	0.002	0.002	0.004	0.002	0.002	0.001	0.003	0.002	0.002	0.003	0.003
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.539	0.580	0.591	0.577	0.606	0.594	0.586	0.568	0.530	0.713	0.746
Fe ²⁺	0.172	0.169	0.156	0.184	0.173	0.159	0.167	0.177	0.173	0.146	0.108
Mn	0.008	0.010	0.008	0.009	0.008	0.010	0.009	0.011	0.009	0.003	0.003
Ca	0.913	0.904	0.904	0.900	0.903	0.905	0.899	0.903	0.905	0.915	0.926
Na	0.068	0.073	0.073	0.077	0.073	0.073	0.080	0.078	0.076	0.041	0.034
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	75.8	77.4	79.1	75.8	77.8	78.9	77.8	76.2	75.4	83.0	87.4
%Wo	50.935	50.486	50.364	50.177	50.395	50.271	50.020	49.965	50.941	49.663	49.572
%En	30.062	32.368	32.944	32.133	33.849	32.989	32.646	31.434	29.847	38.685	39.932
%Fs	19.003	17.146	16.692	17.690	15.756	16.740	17.334	18.602	19.212	11.652	10.496
%Di	68.515	69.635	71.326	68.103	70.426	71.060	69.616	68.019	67.200	78.922	83.752
%Hd	22.895	21.568	19.856	22.773	21.062	20.162	20.883	22.583	23.183	16.498	12.455
%Aeg	8.591	8.797	8.818	9.124	8.512	8.777	9.501	9.398	9.616	4.580	3.794
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)											
J value	0.135	0.146	0.146	0.155	0.147	0.147	0.160	0.157	0.152	0.083	0.068
Q value	1.624	1.653	1.652	1.661	1.682	1.658	1.652	1.648	1.608	1.774	1.779
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHA MÁFICA (perfil)												
Amostra	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8
Referência	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2
Sector	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*7	*8	*9	*10	*11	*12
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	45.980	48.040	47.410	47.243	47.084	47.888	46.396	46.740	47.257	50.530	46.824	46.384
TiO ₂	3.603	2.953	3.228	3.224	2.934	3.117	3.386	3.224	3.016	1.372	2.860	3.083
Al ₂ O ₃	6.250	5.575	6.364	6.481	6.037	6.395	6.436	6.308	6.261	4.923	6.178	6.452
FeO ^T	6.184	5.751	5.842	6.248	5.980	6.508	6.396	7.033	6.200	9.002	9.641	9.851
MnO	0.097	0.066	0.116	0.145	0.103	0.174	0.123	0.114	0.160	0.300	0.270	0.276
MgO	13.361	13.873	13.350	13.091	13.323	12.941	12.741	12.219	13.085	11.651	10.612	10.441
CaO	23.758	23.460	23.255	23.152	23.113	23.117	23.059	23.145	23.034	21.762	22.117	22.161
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	0.011	n.d.	n.d.	0.001	n.d.
Na ₂ O	0.544	0.426	0.716	0.824	0.695	0.825	0.844	0.860	0.775	1.418	1.256	1.267
Cr ₂ O ₃	0.027	0.047	0.063	0.035	0.114	0.096	0.105	0.044	0.068	0.077	0.093	0.076
Total	99.804	100.191	100.344	100.443	99.383	101.061	99.490	99.698	99.856	101.035	99.852	99.991
Fe ₂ O ₃ calc.	5.378	2.756	3.642	4.249	4.144	3.478	4.643	4.240	3.969	3.196	4.925	5.305
FeO calc.	1.345	3.271	2.565	2.425	2.251	3.378	2.218	3.218	2.629	6.127	5.209	5.078
Total*	100.343	100.467	100.709	100.869	99.798	101.409	99.955	100.123	100.254	101.355	100.345	100.522
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.707	1.773	1.747	1.740	1.751	1.756	1.728	1.742	1.751	1.860	1.757	1.740
Al ^{IV}	0.273	0.227	0.253	0.260	0.249	0.244	0.272	0.258	0.249	0.140	0.243	0.260
Fe ^{3+IV}	0.020	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.000	0.016	0.023	0.021	0.016	0.032	0.010	0.019	0.024	0.074	0.031	0.026
Fe ^{3+VI}	0.130	0.077	0.101	0.118	0.116	0.096	0.130	0.119	0.111	0.089	0.139	0.150
Ti	0.101	0.082	0.089	0.089	0.082	0.086	0.095	0.090	0.084	0.038	0.081	0.087
Cr	0.001	0.001	0.002	0.001	0.003	0.003	0.003	0.001	0.002	0.002	0.003	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.739	0.763	0.733	0.719	0.739	0.707	0.707	0.679	0.723	0.639	0.594	0.584
Fe ²⁺	0.042	0.101	0.079	0.075	0.070	0.104	0.069	0.100	0.081	0.189	0.164	0.159
Mn	0.003	0.002	0.004	0.005	0.003	0.005	0.004	0.004	0.005	0.009	0.009	0.009
Ca	0.945	0.928	0.918	0.914	0.921	0.908	0.920	0.924	0.914	0.858	0.889	0.891
Na	0.039	0.030	0.051	0.059	0.050	0.059	0.061	0.062	0.056	0.101	0.091	0.092
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	94.7	88.3	90.3	90.6	91.3	87.2	91.1	87.1	89.9	77.2	78.4	78.6
%Wo	50.279	49.594	50.030	49.941	49.813	49.885	50.263	50.617	49.850	48.107	49.566	49.693
%En	39.343	40.806	39.962	39.291	39.952	38.856	38.642	37.181	39.402	35.836	33.091	32.576
%Fs	10.377	9.600	10.007	10.767	10.235	11.259	11.094	12.202	10.747	16.057	17.343	17.731
%Di	89.803	85.112	84.569	83.887	85.688	80.841	84.082	80.349	83.565	68.124	69.264	69.172
%Hd	5.441	11.489	9.532	9.245	8.499	12.456	8.674	12.296	9.998	21.092	20.074	19.911
%Aeg	4.755	3.399	5.899	6.867	5.814	6.703	7.244	7.355	6.437	10.783	10.662	10.917
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.078	0.061	0.102	0.118	0.100	0.117	0.122	0.124	0.111	0.202	0.183	0.184
Q value	1.726	1.792	1.730	1.707	1.730	1.719	1.697	1.704	1.718	1.687	1.647	1.634
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

Amostra	ROCHA MÁFICA (perfil)							
	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8	CY-8
	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2
	*13	*14	*15	*16	*17	*18	*19	*20
	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	45.860	47.369	47.354	49.353	44.461	47.242	47.494	46.468
TiO ₂	3.325	3.128	3.061	1.352	3.896	3.088	2.904	3.419
Al ₂ O ₃	6.993	6.433	6.223	3.884	8.149	6.153	5.652	6.333
FeO ^T	6.911	6.073	6.350	10.205	6.647	5.764	7.222	6.081
MnO	0.133	0.052	0.094	0.335	0.122	0.108	0.165	0.070
MgO	12.223	13.158	13.195	11.069	12.068	13.469	12.236	13.235
CaO	23.058	23.055	23.258	22.337	23.210	23.076	22.643	23.395
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.031	0.008	n.d.	0.005
Na ₂ O	0.853	0.646	0.701	1.303	0.750	0.719	1.059	0.495
Cr ₂ O ₃	0.075	0.089	0.060	0.102	0.038	0.048	0.052	0.052
Total	99.431	100.003	100.296	99.940	99.372	99.675	99.427	99.553
Fe ₂ O ₃ calc.	5.005	2.955	4.043	5.229	5.471	3.933	4.132	3.766
FeO calc.	2.408	3.414	2.712	5.500	1.724	2.225	3.504	2.692
Total*	99.932	100.299	100.701	100.464	99.920	100.069	99.841	99.930
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões								
Si	1.712	1.753	1.748	1.848	1.661	1.750	1.774	1.730
Al ^{IV}	0.288	0.247	0.252	0.152	0.339	0.250	0.226	0.270
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.020	0.034	0.018	0.020	0.020	0.019	0.022	0.008
Fe ^{3+VI}	0.141	0.082	0.112	0.147	0.154	0.110	0.116	0.106
Ti	0.093	0.087	0.085	0.038	0.109	0.086	0.082	0.096
Cr	0.002	0.003	0.002	0.003	0.001	0.001	0.002	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.680	0.726	0.726	0.618	0.672	0.744	0.681	0.734
Fe ²⁺	0.075	0.106	0.084	0.172	0.054	0.069	0.109	0.084
Mn	0.004	0.002	0.003	0.011	0.004	0.003	0.005	0.002
Ca	0.922	0.914	0.920	0.896	0.929	0.916	0.906	0.933
Na	0.062	0.046	0.050	0.095	0.054	0.052	0.077	0.036
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg#	90.0	87.3	89.7	78.2	92.6	91.5	86.2	89.8
%Wo	50.605	49.963	49.858	48.592	51.252	49.732	49.835	50.191
%En	37.325	39.675	39.357	33.504	37.078	40.388	37.471	39.507
%Fs	12.070	10.362	10.784	17.904	11.670	9.880	12.694	10.302
%Di	82.820	82.533	84.144	69.012	85.711	85.715	78.073	85.782
%Hd	9.663	12.197	10.042	20.423	7.361	8.334	13.139	10.045
%Aeg	7.517	5.270	5.814	10.566	6.928	5.951	8.788	4.173
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)								
J value	0.123	0.093	0.100	0.189	0.109	0.103	0.153	0.071
Q value	1.678	1.746	1.729	1.687	1.655	1.729	1.697	1.751
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

Amostra	ROCHA MÁFICA (perfil)									
	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19
Referência	b2_px1	b2_px1	b2_px1	b2_px1	b2_px1	b2_px1	b2_px1	b2_px1	b2_px1	b2_px1
Sector	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*7	*8	*9	*10
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	45.835	48.326	48.721	48.910	48.679	48.035	45.333	44.930	45.012	44.070
TiO ₂	3.974	3.061	2.928	2.816	2.908	3.041	4.309	4.403	4.193	4.901
Al ₂ O ₃	7.210	4.878	4.552	4.378	4.543	4.773	7.191	7.407	8.045	8.592
FeO ^T	6.725	6.420	6.306	6.504	6.391	6.505	6.996	6.651	6.402	6.972
MnO	0.067	0.208	0.190	0.224	0.184	0.176	0.115	0.130	0.124	0.131
MgO	12.034	13.223	13.451	13.368	13.353	13.106	12.115	12.249	12.245	11.866
CaO	23.068	23.567	23.355	23.569	23.566	23.490	23.207	23.208	23.240	23.022
K ₂ O	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002
Na ₂ O	0.814	0.696	0.693	0.692	0.694	0.729	0.773	0.707	0.697	0.707
Cr ₂ O ₃	0.067	0.093	0.092	0.055	0.063	0.060	0.062	0.122	0.101	0.078
Total	99.794	100.472	100.289	100.516	100.383	99.915	100.101	99.807	100.059	100.341
Fe ₂ O ₃ calc.	3.547	3.427	3.026	3.277	3.304	3.721	4.382	4.384	4.187	4.370
FeO calc.	3.533	3.336	3.583	3.556	3.418	3.157	3.053	2.706	2.634	3.040
Total*	100.149	100.815	100.592	100.844	100.714	100.288	100.540	100.246	100.479	100.779
Número de íons na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 cátions										
Si	1.709	1.785	1.801	1.805	1.798	1.784	1.687	1.676	1.672	1.638
Al ^{IV}	0.291	0.212	0.198	0.190	0.198	0.209	0.313	0.324	0.328	0.362
Fe ^{3+IV}	0.000	0.003	0.001	0.004	0.004	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.026	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.024	0.014
Fe ^{3+VI}	0.100	0.092	0.083	0.087	0.088	0.097	0.123	0.123	0.117	0.122
Ti	0.111	0.085	0.081	0.078	0.081	0.085	0.121	0.124	0.117	0.137
Cr	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.004	0.003	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.669	0.728	0.741	0.735	0.735	0.726	0.672	0.681	0.678	0.658
Fe ²⁺	0.110	0.103	0.111	0.110	0.106	0.098	0.095	0.084	0.082	0.094
Mn	0.002	0.007	0.006	0.007	0.006	0.006	0.004	0.004	0.004	0.004
Ca	0.921	0.933	0.925	0.932	0.933	0.935	0.925	0.928	0.925	0.917
Na	0.059	0.050	0.050	0.050	0.050	0.052	0.056	0.051	0.050	0.051
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	85.9	87.6	87.0	87.0	87.4	88.1	87.6	89.0	89.2	87.4
%Wo	51.132	49.993	49.541	49.700	49.844	50.040	50.875	50.956	51.220	51.072
%En	37.115	39.029	39.700	39.222	39.297	38.847	36.954	37.420	37.550	36.626
%Fs	11.753	10.979	10.759	11.079	10.859	11.113	12.170	11.624	11.229	12.302
%Di	79.628	82.039	81.668	81.563	82.034	82.298	81.318	82.985	83.301	81.468
%Hd	13.366	12.345	12.860	12.946	12.421	11.748	11.934	10.786	10.532	12.219
%Aeg	7.005	5.616	5.472	5.491	5.545	5.954	6.748	6.230	6.167	6.313
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)										
J value	0.118	0.100	0.099	0.099	0.099	0.105	0.112	0.102	0.100	0.102
Q value	1.700	1.764	1.777	1.777	1.774	1.758	1.693	1.693	1.685	1.669
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

	ROCHA MÁFICA (perfil)									
Amostra	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25
Referência	b2_px3	b2_px3	b2_px3	b2_px3	b2_px3	b2_px3	b2_px3	b2_px3	b2_px3	b2_px3
Sector	*1	*2	*3	*4	*5	*7	*8	*9	*10	*11
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	43.280	44.232	45.316	45.354	45.947	51.143	50.524	50.343	50.820	50.644
TiO ₂	5.561	4.819	3.980	3.980	3.660	0.562	0.636	0.613	0.556	0.907
Al ₂ O ₃	8.522	7.377	7.035	7.195	6.729	1.640	1.826	1.716	1.713	2.569
FeO ^T	6.530	6.669	5.979	5.982	5.806	12.964	14.009	14.020	13.527	10.169
MnO	0.112	0.065	0.062	0.013	0.024	0.459	0.561	0.502	0.505	0.342
MgO	11.462	12.075	12.852	12.841	13.098	9.388	8.703	8.839	9.022	10.982
CaO	22.507	22.465	22.638	22.601	22.781	21.204	20.815	20.676	20.791	22.007
K ₂ O	0.020	n.d.	n.d.	n.d.	0.008	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.479	0.425	0.435	0.451	0.406	1.490	1.629	1.672	1.612	1.055
Cr ₂ O ₃	0.058	0.210	0.205	0.302	0.305	0.070	0.051	0.054	0.095	0.089
Total	98.531	98.337	98.502	98.719	98.764	98.920	98.756	98.435	98.641	98.764
Fe ₂ O ₃ calc.	1.600	1.987	2.452	2.357	2.266	2.866	3.703	4.198	3.294	2.006
FeO calc.	5.090	4.881	3.773	3.861	3.767	10.385	10.677	10.242	10.563	8.364
Total*	98.691	98.536	98.748	98.955	98.991	99.207	99.127	98.856	98.971	98.965
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões										
Si	1.645	1.681	1.709	1.706	1.726	1.960	1.947	1.944	1.956	1.925
Al ^{IV}	0.355	0.319	0.291	0.294	0.274	0.040	0.053	0.056	0.044	0.075
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.026	0.012	0.022	0.026	0.024	0.034	0.029	0.022	0.034	0.040
Fe ^{3+VI}	0.046	0.057	0.070	0.067	0.064	0.083	0.107	0.122	0.095	0.057
Ti	0.159	0.138	0.113	0.113	0.103	0.016	0.018	0.018	0.016	0.026
Cr	0.002	0.006	0.006	0.009	0.009	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.649	0.684	0.723	0.720	0.734	0.536	0.500	0.509	0.518	0.622
Fe ²⁺	0.162	0.155	0.119	0.121	0.118	0.333	0.344	0.331	0.340	0.266
Mn	0.004	0.002	0.002	0.000	0.001	0.015	0.018	0.016	0.016	0.011
Ca	0.916	0.915	0.915	0.911	0.917	0.871	0.859	0.855	0.857	0.896
Na	0.035	0.031	0.032	0.033	0.030	0.111	0.122	0.125	0.120	0.078
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	80.1	81.5	85.9	85.6	86.1	61.7	59.2	60.6	60.4	70.1
%Wo	51.573	50.457	50.044	50.060	50.006	47.385	46.984	46.657	46.930	48.372
%En	36.544	37.736	39.531	39.575	40.004	29.191	27.333	27.753	28.336	33.587
%Fs	11.882	11.807	10.425	10.365	9.989	23.424	25.683	25.590	24.734	18.041
%Di	76.393	78.394	82.546	82.310	83.148	53.915	50.805	51.859	52.057	63.699
%Hd	19.455	18.018	13.821	13.930	13.500	34.956	36.827	35.383	35.846	28.343
%Aeg	4.152	3.589	3.634	3.760	3.352	11.129	12.368	12.758	12.097	7.959
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)										
J value	0.071	0.063	0.064	0.066	0.059	0.221	0.243	0.250	0.241	0.156
Q value	1.727	1.754	1.756	1.753	1.769	1.740	1.703	1.695	1.715	1.785
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

Amostra	ROCHA MÁFICA (perfil)								
	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82
Referência	b2_px3	b2_px3	b2_px3	b2_px3	b2_px3	b2_px3	b2_px3	b2_px3	b2_px3
Sector	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*7	*8	*9
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	42.379	47.005	47.490	50.438	51.764	51.350	51.224	50.637	46.947
TiO ₂	5.346	3.403	3.294	0.846	0.594	0.515	0.515	0.823	3.462
Al ₂ O ₃	8.848	5.853	5.575	2.696	1.899	1.592	1.676	2.322	5.957
FeO ^T	6.925	5.567	5.516	13.097	14.655	14.583	14.557	14.787	5.812
MnO	0.117	0.064	0.069	0.576	0.663	0.745	0.709	0.604	0.127
MgO	11.656	14.015	14.124	9.503	8.390	8.617	8.665	8.201	13.793
CaO	23.491	24.087	23.650	18.955	18.735	19.100	19.119	19.150	23.598
K ₂ O	0.015	n.d.	0.009	0.025	n.d.	n.d.	0.002	0.008	n.d.
Na ₂ O	0.577	0.445	0.488	2.509	3.330	3.164	3.125	3.077	0.524
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.036	n.d.	0.035	n.d.	0.011
Total	99.354	100.439	100.215	98.645	100.066	99.666	99.627	99.609	100.231
Fe ₂ O ₃ calc.	5.730	4.747	4.006	6.160	8.107	8.862	8.888	8.396	4.379
FeO calc.	1.769	1.296	1.911	7.554	7.360	6.609	6.559	7.232	1.872
Total*	99.928	100.915	100.616	99.262	100.878	100.554	100.517	100.450	100.670
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões									
Si	1.593	1.729	1.750	1.920	1.947	1.940	1.936	1.918	1.732
Al ^{IV}	0.392	0.254	0.242	0.080	0.053	0.060	0.064	0.082	0.259
Fe ^{3+IV}	0.015	0.017	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.041	0.031	0.011	0.010	0.022	0.000
Fe ^{3+VI}	0.147	0.114	0.103	0.176	0.229	0.252	0.253	0.239	0.113
Ti	0.151	0.094	0.091	0.024	0.017	0.015	0.015	0.023	0.096
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.653	0.769	0.776	0.539	0.471	0.485	0.488	0.463	0.759
Fe ²⁺	0.056	0.040	0.059	0.241	0.232	0.209	0.207	0.229	0.058
Mn	0.004	0.002	0.002	0.019	0.021	0.024	0.023	0.019	0.004
Ca	0.946	0.949	0.934	0.773	0.755	0.773	0.774	0.777	0.933
Na	0.042	0.032	0.035	0.185	0.243	0.232	0.229	0.226	0.037
K	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	92.2	95.1	92.9	69.2	67.0	69.9	70.2	66.9	92.9
%Wo	51.963	50.199	49.620	44.230	-----	-----	-----	-----	49.757
%En	35.875	40.640	41.232	30.853	-----	-----	-----	-----	40.466
%Fs	12.161	9.161	9.148	24.917	-----	-----	-----	-----	9.777
%Di	86.565	91.261	88.997	54.832	48.704	51.101	51.541	49.394	88.436
%Hd	7.862	4.970	7.003	26.340	26.156	24.496	24.283	26.503	7.195
%Aeg	5.573	3.769	3.999	18.828	25.141	24.403	24.175	24.103	4.370
%Q	-----	-----	-----	-----	74.999	75.993	76.242	76.477	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	3.014	0.980	0.932	1.973	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	21.988	23.028	22.826	21.550	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)									
J value	0.084	0.063	0.070	0.370	0.486	0.463	0.458	0.452	0.075
Q value	1.655	1.758	1.768	1.553	1.457	1.467	1.470	1.470	1.749
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Quad

Amostra	ROCHA MÁFICA (perfil)									
	CY-174	CY-174	CY-174	CY-174	CY-174	CY-174	CY-174	CY-174	CY-174	CY-174
Referência	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1
Sector	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*7	*8	*9	*10
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	41.043	43.159	42.863	48.583	49.086	49.042	48.737	49.030	41.921	41.098
TiO ₂	6.327	4.846	5.156	1.906	1.654	1.748	1.914	1.741	5.687	6.099
Al ₂ O ₃	10.013	8.612	9.459	5.502	5.430	5.272	5.868	5.440	9.720	10.093
FeO ^T	7.602	6.981	7.253	7.600	7.559	7.592	7.556	7.462	7.483	7.349
MnO	0.078	0.097	0.087	0.251	0.300	0.284	0.204	0.234	0.086	0.072
MgO	10.400	11.789	11.136	12.577	12.793	12.621	12.650	12.890	11.070	10.737
CaO	23.207	23.433	23.139	21.969	21.781	21.882	21.959	22.052	23.159	23.381
K ₂ O	0.016	0.004	0.001	n.d.	0.002	0.009	n.d.	0.005	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.577	0.515	0.486	0.966	1.038	0.990	1.007	0.956	0.615	0.573
Cr ₂ O ₃	0.070	0.071	0.043	0.065	0.049	0.067	0.115	0.099	0.101	0.060
Total	99.333	99.507	99.623	99.419	99.692	99.507	100.010	99.909	99.842	99.462
Fe ₂ O ₃ calc.	4.345	5.057	3.560	3.436	3.567	3.130	3.463	3.538	5.095	5.052
FeO calc.	3.693	2.430	4.050	4.508	4.349	4.776	4.440	4.278	2.899	2.803
Total*	99.768	100.014	99.980	99.763	100.049	99.821	100.357	100.263	100.352	99.968
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 cátions										
Si	1.555	1.619	1.611	1.811	1.822	1.826	1.805	1.816	1.573	1.551
Al ^{IV}	0.445	0.381	0.389	0.189	0.178	0.174	0.195	0.184	0.427	0.449
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.002	0.000	0.031	0.053	0.059	0.058	0.061	0.054	0.003	0.000
Fe ^{3+VI}	0.124	0.143	0.101	0.096	0.100	0.088	0.097	0.099	0.144	0.143
Ti	0.180	0.137	0.146	0.053	0.046	0.049	0.053	0.049	0.161	0.173
Cr	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.003	0.003	0.003	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.587	0.659	0.624	0.699	0.708	0.701	0.698	0.712	0.619	0.604
Fe ²⁺	0.117	0.076	0.127	0.141	0.135	0.149	0.138	0.133	0.091	0.088
Mn	0.003	0.003	0.003	0.008	0.009	0.009	0.006	0.007	0.003	0.002
Ca	0.942	0.942	0.932	0.878	0.866	0.873	0.871	0.875	0.931	0.945
Na	0.042	0.037	0.035	0.070	0.075	0.071	0.072	0.069	0.045	0.042
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	83.4	89.6	83.1	83.3	84.0	82.5	83.6	84.3	87.2	87.2
%Wo	53.138	51.658	52.158	48.179	47.642	47.994	48.135	47.943	52.077	53.002
%En	33.134	36.161	34.926	38.377	38.934	38.516	38.583	38.992	34.636	33.866
%Fs	13.728	12.181	12.916	13.444	13.424	13.490	13.282	13.065	13.287	13.132
%Di	78.395	84.952	79.039	76.201	76.361	75.353	76.360	77.341	81.729	81.989
%Hd	15.948	10.221	16.475	16.187	15.581	16.959	15.734	15.199	12.366	12.320
%Aeg	5.657	4.827	4.486	7.612	8.058	7.687	7.906	7.460	5.905	5.691
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)										
J value	0.085	0.075	0.071	0.140	0.149	0.143	0.145	0.137	0.090	0.084
Q value	1.646	1.678	1.683	1.717	1.709	1.723	1.707	1.720	1.642	1.638
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

Amostra	ROCHA MÁFICA (perfil)						
	CY-31	CY-31	CY-31	CY-31	CY-31	CY-31	CY-31
Referência	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2
Sector	*1	*4	*5	*7	*8	*9	*10
Tipo	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	46.766	46.125	46.299	46.245	46.230	48.270	47.479
TiO ₂	3.279	2.937	2.852	2.786	2.771	2.264	3.009
Al ₂ O ₃	5.555	6.918	6.872	6.826	6.997	5.359	5.507
FeO ^T	5.689	6.907	6.929	6.837	6.888	5.798	5.677
MnO	0.183	0.113	0.125	0.085	0.111	0.091	0.104
MgO	13.079	12.307	12.344	12.450	12.239	13.913	13.483
CaO	22.912	22.136	22.324	22.181	22.272	22.634	22.878
K ₂ O	0.009	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	0.005
Na ₂ O	0.712	0.767	0.770	0.810	0.776	0.571	0.607
Cr ₂ O ₃	0.086	0.049	0.096	0.080	0.065	0.039	0.078
Total	98.270	98.259	98.611	98.300	98.349	98.943	98.827
Fe ₂ O ₃ calc.	3.337	3.424	3.672	3.875	3.532	2.883	2.754
FeO calc.	2.686	3.826	3.625	3.350	3.710	3.204	3.199
Total*	98.604	98.602	98.979	98.688	98.703	99.232	99.103
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões							
Si	1.761	1.741	1.742	1.743	1.743	1.799	1.776
Al ^{IV}	0.239	0.259	0.258	0.257	0.257	0.201	0.224
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.008	0.049	0.046	0.046	0.054	0.034	0.019
Fe ^{3+VI}	0.095	0.097	0.104	0.110	0.100	0.081	0.078
Ti	0.093	0.083	0.081	0.079	0.079	0.063	0.085
Cr	0.003	0.001	0.003	0.002	0.002	0.001	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.734	0.693	0.692	0.699	0.688	0.773	0.752
Fe ²⁺	0.085	0.121	0.114	0.106	0.117	0.100	0.100
Mn	0.006	0.004	0.004	0.003	0.004	0.003	0.003
Ca	0.925	0.895	0.900	0.896	0.900	0.904	0.917
Na	0.052	0.056	0.056	0.059	0.057	0.041	0.044
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	89.7	85.1	85.9	86.9	85.5	88.6	88.3
%Wo	50.141	49.476	49.602	49.392	49.753	48.581	49.571
%En	39.825	38.274	38.162	38.574	38.041	41.551	40.649
%Fs	10.034	12.250	12.236	12.033	12.206	9.868	9.779
%Di	83.754	79.323	79.897	80.681	79.514	84.298	83.611
%Hd	10.316	14.248	13.621	12.492	13.930	11.203	11.494
%Aeg	5.930	6.430	6.482	6.827	6.557	4.500	4.896
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)							
J value	0.104	0.112	0.112	0.118	0.113	0.083	0.088
Q value	1.744	1.709	1.706	1.701	1.705	1.776	1.769
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

Amostra	ROCHA MÁFICA (perfil)					
	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99
Referência	b2_px1	b2_px1	b2_px1	b2_px1	b2_px1	b2_px1
Sector	*1	*2	*3	*4	*5	*6
Tipo	F	F	F	F	F	F
SiO₂	47.595	46.374	47.548	48.952	48.702	41.547
TiO₂	3.143	4.223	2.852	1.559	1.603	5.913
Al₂O₃	5.331	6.937	5.660	4.474	4.374	9.825
FeO^T	6.015	6.528	6.263	10.974	10.779	7.139
MnO	0.072	0.131	0.088	0.405	0.384	0.052
MgO	13.312	12.232	13.567	10.040	10.186	10.714
CaO	23.508	23.467	23.121	22.329	22.387	23.123
K₂O	n.d.	n.d.	0.003	n.d.	0.007	n.d.
Na₂O	0.604	0.563	0.467	1.201	1.282	0.574
Cr₂O₃	0.083	0.047	0.178	0.048	0.069	0.033
Total	99.663	100.502	99.747	99.982	99.773	98.920
Fe₂O₃ calc.	3.332	2.102	3.237	3.913	4.774	3.978
FeO calc.	3.017	4.636	3.350	7.453	6.483	3.560
Total*	99.997	100.713	100.071	100.374	100.251	99.319
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões						
Si	1.769	1.721	1.766	1.844	1.836	1.576
Al^{IV}	0.231	0.279	0.234	0.156	0.164	0.424
Fe^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al^{VI}	0.003	0.024	0.013	0.043	0.030	0.015
Fe^{3+VI}	0.093	0.059	0.090	0.111	0.135	0.114
Ti	0.088	0.118	0.080	0.044	0.045	0.169
Cr	0.002	0.001	0.005	0.001	0.002	0.001
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.738	0.677	0.751	0.564	0.572	0.606
Fe²⁺	0.094	0.144	0.104	0.235	0.204	0.113
Mn	0.002	0.004	0.003	0.013	0.012	0.002
Ca	0.936	0.933	0.920	0.901	0.904	0.940
Na	0.044	0.041	0.034	0.088	0.094	0.042
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	88.7	82.5	87.8	70.6	73.7	84.3
%Wo	50.250	51.366	49.240	49.417	49.445	52.981
%En	39.593	37.254	40.201	30.917	31.302	34.157
%Fs	10.158	11.380	10.559	19.666	19.253	12.862
%Di	84.088	78.212	84.247	62.699	64.843	79.439
%Hd	10.950	17.106	11.982	27.547	24.542	15.026
%Aeg	4.962	4.682	3.772	9.755	10.614	5.535
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)						
J value	0.087	0.081	0.067	0.175	0.187	0.084
Q value	1.768	1.753	1.775	1.700	1.681	1.658
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

Amostra	ROCHA MÁFICA (perfil)									
	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247
Referência	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px3
Sector	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*7	*8	*9	*10
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	44.556	45.556	43.161	43.989	43.418	48.504	47.321	49.324	41.896	41.110
TiO ₂	4.087	3.782	4.631	4.186	4.794	2.332	2.669	2.013	5.541	5.865
Al ₂ O ₃	7.655	7.211	9.311	8.673	8.855	5.113	6.093	4.380	9.947	10.578
FeO ^T	5.660	5.606	6.489	6.298	6.268	5.160	5.180	4.838	6.622	6.525
MnO	0.074	0.071	0.094	0.016	0.120	0.014	0.047	0.043	0.154	0.094
MgO	12.477	12.975	11.769	12.155	11.750	14.354	13.717	14.822	11.153	10.867
CaO	23.601	23.799	23.219	23.382	23.218	23.618	23.370	23.374	23.273	23.535
K ₂ O	0.005	0.001	n.d.	n.d.	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.488	0.421	0.604	0.443	0.697	0.407	0.414	0.404	0.568	0.639
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	0.380	0.010	0.272	0.191	0.468	n.d.	0.005
Total	98.603	99.422	99.278	99.522	99.135	99.774	99.002	99.666	99.154	99.218
Fe ₂ O ₃ calc.	3.932	3.754	4.820	4.032	4.557	3.124	2.840	2.593	4.478	5.196
FeO calc.	2.122	2.228	2.152	2.670	2.168	2.349	2.624	2.505	2.592	1.850
Total*	98.997	99.798	99.761	99.926	99.592	100.087	99.287	99.926	99.603	99.739
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 cátions										
Si	1.677	1.698	1.618	1.645	1.630	1.791	1.764	1.820	1.579	1.549
Al ^{IV}	0.323	0.302	0.382	0.355	0.370	0.209	0.236	0.180	0.421	0.451
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.016	0.015	0.029	0.027	0.022	0.014	0.031	0.011	0.021	0.018
Fe ^{3+VI}	0.111	0.105	0.136	0.113	0.129	0.087	0.080	0.072	0.127	0.147
Ti	0.116	0.106	0.131	0.118	0.135	0.065	0.075	0.056	0.157	0.166
Cr	0.000	0.000	0.000	0.011	0.000	0.008	0.006	0.014	0.000	0.000
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.700	0.721	0.658	0.678	0.658	0.790	0.762	0.816	0.627	0.610
Fe ²⁺	0.067	0.069	0.067	0.084	0.068	0.073	0.082	0.077	0.082	0.058
Mn	0.002	0.002	0.003	0.001	0.004	0.000	0.001	0.001	0.005	0.003
Ca	0.952	0.951	0.932	0.937	0.934	0.934	0.933	0.924	0.940	0.950
Na	0.036	0.030	0.044	0.032	0.051	0.029	0.030	0.029	0.042	0.047
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	91.3	91.2	90.7	89.0	90.6	91.6	90.3	91.3	88.5	91.3
%Wo	51.941	51.419	51.905	51.704	52.112	49.588	50.219	48.892	52.795	53.705
%En	38.207	39.005	36.606	37.398	36.694	41.933	41.013	43.138	35.203	34.503
%Fs	9.852	9.575	11.489	10.898	11.194	8.480	8.768	7.970	12.002	11.792
%Di	86.983	87.593	85.190	85.369	84.285	88.557	87.068	88.346	83.024	84.971
%Hd	8.592	8.710	9.124	10.585	9.213	8.177	9.514	8.522	11.477	8.531
%Aeg	4.425	3.696	5.686	4.047	6.503	3.266	3.418	3.132	5.499	6.498
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)										
J value	0.071	0.061	0.088	0.064	0.101	0.058	0.060	0.058	0.083	0.093
Q value	1.718	1.741	1.658	1.698	1.659	1.797	1.777	1.817	1.648	1.618
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHA FÉLSICA - GRUPO I (perfil)												
Amostra	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15
Referência	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1
Sector	*1	*2	*4	*5	*6	*7	*8	*9	*11	*12	*14	*15
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	49.183	50.264	48.040	49.909	50.280	50.491	49.856	50.790	51.598	50.949	50.181	50.544
TiO ₂	0.957	0.865	1.394	0.904	0.791	0.893	0.878	0.672	0.660	0.744	0.820	0.793
Al ₂ O ₃	2.985	2.958	4.083	2.776	2.955	2.871	2.892	2.347	2.093	2.517	2.982	2.877
FeO ^T	13.255	13.032	14.697	13.092	13.083	13.839	14.057	14.094	15.097	15.024	13.519	13.012
MnO	0.743	0.741	0.767	0.710	0.742	0.700	0.731	0.756	0.746	0.778	0.736	0.719
MgO	9.398	9.599	8.098	9.331	9.429	8.890	8.804	8.954	8.220	8.114	9.076	9.432
CaO	21.075	21.156	21.080	21.204	21.325	21.021	21.174	21.025	18.363	19.421	21.065	21.277
K ₂ O	0.027	n.d.	0.004	0.010	n.d.	0.029	0.006	0.002	0.008	n.d.	0.002	n.d.
Na ₂ O	1.985	1.886	1.949	1.995	2.034	2.017	2.006	2.032	3.497	2.870	2.084	1.982
Cr ₂ O ₃	0.079	0.080	0.036	0.063	0.060	0.075	0.062	0.107	0.053	0.077	0.066	0.078
Total	99.687	100.581	100.148	99.994	100.699	100.826	100.466	100.779	100.335	100.494	100.531	100.714
Fe ₂ O ₃ calc.	8.197	6.514	8.077	7.112	7.291	6.212	7.261	6.500	8.867	7.639	7.067	6.503
FeO calc.	5.879	7.170	7.429	6.693	6.522	8.249	7.524	8.245	7.118	8.150	7.160	7.160
Total*	100.508	101.234	100.957	100.707	101.430	101.448	101.193	101.430	101.223	101.259	101.239	101.366
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.862	1.886	1.825	1.884	1.883	1.896	1.880	1.910	1.937	1.918	1.886	1.893
Al ^{IV}	0.133	0.114	0.175	0.116	0.117	0.104	0.120	0.090	0.063	0.082	0.114	0.107
Fe ^{3+IV}	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.000	0.016	0.007	0.007	0.013	0.024	0.009	0.014	0.029	0.030	0.018	0.020
Fe ^{3+VI}	0.228	0.184	0.231	0.202	0.205	0.176	0.206	0.184	0.250	0.216	0.200	0.183
Ti	0.027	0.024	0.040	0.026	0.022	0.025	0.025	0.019	0.019	0.021	0.023	0.022
Cr	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.530	0.537	0.459	0.525	0.526	0.498	0.495	0.502	0.460	0.455	0.508	0.527
Fe ²⁺	0.186	0.225	0.236	0.211	0.204	0.259	0.237	0.259	0.223	0.257	0.225	0.224
Mn	0.024	0.024	0.025	0.023	0.024	0.022	0.023	0.024	0.024	0.025	0.023	0.023
Ca	0.855	0.850	0.858	0.858	0.856	0.846	0.856	0.847	0.738	0.784	0.848	0.854
Na	0.146	0.137	0.144	0.146	0.148	0.147	0.147	0.148	0.254	0.210	0.152	0.144
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	74.0	70.5	66.0	71.3	72.0	65.8	67.6	65.9	67.3	64.0	69.3	70.1
%Wo	46.745	46.733	47.450	47.154	47.134	46.979	47.081	46.637	-----	-----	46.991	47.151
%En	29.004	29.503	25.363	28.872	28.998	27.644	27.238	27.635	-----	-----	28.171	29.083
%Fs	24.251	23.764	27.187	23.973	23.868	25.377	25.682	25.728	-----	-----	24.838	23.767
%Di	59.861	58.192	53.150	58.016	58.367	53.753	54.857	53.773	47.832	48.123	55.951	57.390
%Hd	23.695	26.937	30.213	25.851	25.258	30.386	28.886	30.356	25.702	29.739	27.340	26.925
%Aeg	16.444	14.870	16.637	16.133	16.375	15.861	16.256	15.871	26.466	22.138	16.709	15.685
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	73.639	78.114	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	2.743	2.678	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	23.618	19.209	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.291	0.274	0.287	0.292	0.295	0.294	0.293	0.296	0.509	0.419	0.304	0.288
Q value	1.571	1.612	1.552	1.594	1.586	1.603	1.588	1.608	1.422	1.496	1.582	1.605
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Ca-Na	Ca-Na	Quad	Quad

Amostra	ROCHA FÉLSICA - GRUPO I (perfil) (cont.)				ROCHA FÉLSICA - GRUPO I (perfil)						
	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15
Referência	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px3	b1_px3
Sector	*17	*18	*19	*20	*1	*2	*4	*6	*7	*8	*9
Tipo	F	F	F	F	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	50.246	50.461	49.836	49.907	47.651	48.634	50.173	49.404	50.042	50.465	47.853
TiO ₂	0.734	0.758	0.955	0.876	1.444	1.472	0.793	1.145	0.795	0.641	1.526
Al ₂ O ₃	2.780	2.813	3.202	2.948	4.147	4.076	2.749	3.665	2.941	2.485	4.192
FeO ^T	13.746	12.934	13.340	13.099	15.211	14.801	13.079	13.722	12.533	12.850	14.864
MnO	0.771	0.690	0.706	0.711	0.853	0.817	0.764	0.711	0.742	0.775	0.795
MgO	9.008	9.580	9.243	9.360	7.759	7.752	9.603	8.866	9.849	9.831	8.090
CaO	20.830	21.137	21.211	21.262	21.403	20.955	21.565	21.183	21.394	21.745	20.990
K ₂ O	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002
Na ₂ O	2.127	1.914	1.938	1.956	1.774	2.119	1.607	1.950	1.871	1.591	1.985
Cr ₂ O ₃	0.033	0.059	0.078	0.110	0.054	0.118	0.065	0.095	0.091	0.072	0.045
Total	100.280	100.346	100.509	100.229	100.296	100.745	100.398	100.741	100.258	100.455	100.342
Fe ₂ O ₃ calc.	7.120	6.273	6.937	7.057	8.085	7.384	5.938	7.027	7.083	6.085	8.446
FeO calc.	7.339	7.290	7.098	6.749	7.936	8.157	7.736	7.399	6.160	7.374	7.264
Total*	100.993	100.974	101.204	100.936	101.106	101.485	100.993	101.445	100.968	101.065	101.188
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões											
Si	1.894	1.896	1.873	1.880	1.814	1.838	1.890	1.857	1.879	1.898	1.815
Al ^{IV}	0.106	0.104	0.127	0.120	0.186	0.162	0.110	0.143	0.121	0.102	0.185
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.017	0.021	0.015	0.010	0.001	0.020	0.012	0.019	0.009	0.008	0.002
Fe ^{3+VI}	0.202	0.177	0.196	0.200	0.232	0.210	0.168	0.199	0.200	0.172	0.241
Ti	0.021	0.021	0.027	0.025	0.041	0.042	0.022	0.032	0.022	0.018	0.044
Cr	0.001	0.002	0.002	0.003	0.002	0.004	0.002	0.003	0.003	0.002	0.001
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.506	0.537	0.518	0.526	0.440	0.437	0.539	0.497	0.551	0.551	0.457
Fe ²⁺	0.231	0.229	0.223	0.213	0.253	0.258	0.244	0.233	0.193	0.232	0.230
Mn	0.025	0.022	0.022	0.023	0.028	0.026	0.024	0.023	0.024	0.025	0.026
Ca	0.841	0.851	0.854	0.858	0.873	0.849	0.870	0.853	0.861	0.876	0.853
Na	0.155	0.139	0.141	0.143	0.131	0.155	0.117	0.142	0.136	0.116	0.146
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	68.6	70.1	69.9	71.2	63.5	62.9	68.9	68.1	74.0	70.4	66.5
%Wo	46.597	46.859	47.091	47.173	47.832	47.690	47.148	47.292	47.054	47.203	47.193
%En	28.038	29.551	28.552	28.895	24.127	24.547	29.212	27.541	30.140	29.694	25.308
%Fs	25.365	23.590	24.356	23.932	28.041	27.762	23.640	25.167	22.806	23.103	27.499
%Di	55.164	57.883	57.245	58.158	51.717	49.859	58.317	55.562	60.949	59.663	53.229
%Hd	27.895	27.077	27.145	26.035	32.904	32.415	28.990	28.545	23.993	27.779	29.785
%Aeg	16.941	15.041	15.610	15.807	15.379	17.726	12.692	15.894	15.059	12.558	16.986
%Q	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Jd	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
%Aeg	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)											
J value	0.311	0.279	0.283	0.286	0.262	0.311	0.235	0.284	0.272	0.232	0.292
Q value	1.579	1.617	1.595	1.596	1.566	1.543	1.653	1.582	1.606	1.659	1.541
Piroxena	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad

ROCHA FÉLSICA - GRUPO I (perfil)												
Amostra	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138
Referência	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1	b1_px1
Sector	*1	*2	*4	*5	*6	*7	*8	*9	*10	*11	*12	*13
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	49.698	50.567	51.301	50.841	50.745	51.118	51.433	51.167	51.339	51.654	51.205	51.013
TiO ₂	1.359	0.968	0.789	0.735	0.836	0.827	0.783	0.692	0.572	0.793	0.752	0.751
Al ₂ O ₃	3.366	2.971	2.510	2.520	2.652	2.763	2.823	2.625	3.265	2.635	2.508	2.644
FeO ^T	14.639	14.118	13.408	13.183	14.093	13.852	12.906	13.639	12.138	12.820	14.082	13.828
MnO	0.690	0.685	0.624	0.627	0.667	0.638	0.603	0.608	0.610	0.608	0.639	0.688
MgO	8.135	8.625	9.292	9.388	8.946	9.008	9.628	9.078	8.034	9.573	8.707	8.964
CaO	19.771	19.937	19.714	20.621	20.241	19.997	19.825	19.780	18.523	19.935	19.612	19.945
K ₂ O	0.003	n.d.	0.003	0.001	n.d.	0.008	0.005	0.005	0.396	0.005	n.d.	0.002
Na ₂ O	2.615	2.640	2.566	2.316	2.384	2.467	2.647	2.702	3.147	2.602	2.883	2.717
Cr ₂ O ₃	0.108	0.068	0.117	0.028	0.058	0.087	0.096	0.060	0.035	0.076	0.053	0.097
Total	100.384	100.579	100.324	100.260	100.622	100.765	100.749	100.356	98.059	100.701	100.441	100.649
Fe ₂ O ₃ calc.	7.396	7.373	6.351	6.957	6.970	6.413	6.848	7.243	5.229	6.271	7.601	7.765
FeO calc.	7.984	7.484	7.693	6.923	7.821	8.082	6.744	7.122	7.433	7.178	7.242	6.841
Total*	101.125	101.318	100.960	100.957	101.320	101.408	101.435	101.082	98.583	101.329	101.203	101.427
Número de íões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões												
Si	1.876	1.898	1.924	1.909	1.905	1.914	1.914	1.918	1.961	1.925	1.920	1.908
Al ^{IV}	0.124	0.102	0.076	0.091	0.095	0.086	0.086	0.082	0.039	0.075	0.080	0.092
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.025	0.029	0.035	0.021	0.023	0.036	0.038	0.034	0.108	0.041	0.031	0.025
Fe ^{3+VI}	0.210	0.208	0.179	0.197	0.197	0.181	0.192	0.204	0.150	0.176	0.214	0.219
Ti	0.039	0.027	0.022	0.021	0.024	0.023	0.022	0.020	0.016	0.022	0.021	0.021
Cr	0.003	0.002	0.003	0.001	0.002	0.003	0.003	0.002	0.001	0.002	0.002	0.003
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.458	0.483	0.520	0.526	0.501	0.503	0.534	0.507	0.457	0.532	0.487	0.500
Fe ²⁺	0.252	0.235	0.241	0.217	0.246	0.253	0.210	0.223	0.237	0.224	0.227	0.214
Mn	0.022	0.022	0.020	0.020	0.021	0.020	0.019	0.019	0.020	0.019	0.020	0.022
Ca	0.799	0.802	0.792	0.830	0.814	0.802	0.791	0.794	0.758	0.796	0.788	0.799
Na	0.191	0.192	0.187	0.169	0.174	0.179	0.191	0.196	0.233	0.188	0.210	0.197
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.019	0.000	0.000	0.000
Mg#	64.5	67.3	68.3	70.7	67.1	66.5	71.8	69.4	65.8	70.4	68.2	70.0
%Wo	-----	-----	45.214	46.372	45.778	45.606	45.292	-----	-----	45.574	-----	-----
%En	-----	-----	29.652	29.374	28.151	28.585	30.605	-----	-----	30.451	-----	-----
%Fs	-----	-----	25.134	24.254	26.071	25.809	24.103	-----	-----	23.975	-----	-----
%Di	49.583	51.814	53.713	56.417	53.208	52.640	55.989	53.612	48.272	55.242	51.574	53.592
%Hd	29.688	27.559	26.996	25.481	28.350	28.611	23.992	25.634	27.135	25.229	26.216	25.281
%Aeg	20.729	20.627	19.291	18.102	18.441	18.750	20.020	20.754	24.592	19.529	22.210	21.127
%Q	79.771	79.814	-----	-----	-----	-----	-----	79.520	75.711	-----	78.177	79.337
%Jd	2.183	2.491	-----	-----	-----	-----	-----	2.903	10.131	-----	2.755	2.122
%Aeg	18.046	17.695	-----	-----	-----	-----	-----	17.577	14.158	-----	19.068	18.541
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)												
J value	0.383	0.384	0.373	0.337	0.347	0.358	0.382	0.393	0.466	0.376	0.419	0.394
Q value	1.509	1.519	1.553	1.573	1.560	1.558	1.535	1.525	1.453	1.552	1.502	1.513
Piroxena	Ca-Na	Ca-Na	Quad	Quad	Quad	Quad	Quad	Ca-Na	Ca-Na	Quad	Ca-Na	Ca-Na

Amostra	(cont.)		ROCHA FÉLSICA - GRUPO I (perfil)							
	CY-138	CY-138	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215
Referência	b1_px1	b1_px1	b2_px1	b2_px1	b2_px1	b2_px1	b2_px1	b2_px1	b2_px1	b2_px1
Sector	*14	*15	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*7	*8
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	50.639	49.923	47.616	51.713	50.950	50.138	50.945	50.648	47.793	47.983
TiO ₂	1.118	1.289	2.383	0.562	0.704	0.894	0.683	0.706	2.353	2.446
Al ₂ O ₃	2.969	3.359	4.864	1.776	2.459	3.045	2.239	2.338	4.882	5.025
FeO ^T	14.106	14.838	8.157	13.108	13.226	12.255	13.994	12.848	8.719	8.721
MnO	0.609	0.655	0.198	0.700	0.625	0.551	0.610	0.641	0.268	0.201
MgO	8.620	8.061	12.374	9.460	9.152	9.774	8.766	9.489	11.841	11.658
CaO	19.867	19.420	22.677	20.617	19.378	20.441	18.399	20.832	22.609	22.499
K ₂ O	n.d.	0.005	n.d.	0.007	0.001	0.002	0.020	n.d.	n.d.	0.001
Na ₂ O	2.677	2.813	0.822	2.046	2.636	2.198	3.165	1.819	0.847	0.913
Cr ₂ O ₃	0.057	0.102	0.057	0.048	0.045	0.053	0.114	0.063	0.061	0.053
Total	100.662	100.465	99.148	100.037	99.176	99.351	98.935	99.384	99.373	99.500
Fe ₂ O ₃ calc.	7.110	7.729	4.668	4.735	6.300	6.519	7.796	4.822	4.142	3.548
FeO calc.	7.709	7.883	3.957	8.847	7.557	6.389	6.979	8.510	4.992	5.529
Total*	101.374	101.239	99.616	100.511	99.807	100.004	99.716	99.867	99.788	99.855
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões										
Si	1.899	1.881	1.788	1.952	1.931	1.894	1.934	1.925	1.797	1.802
Al ^{IV}	0.101	0.119	0.212	0.048	0.069	0.106	0.066	0.075	0.203	0.198
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.030	0.030	0.003	0.031	0.041	0.029	0.034	0.029	0.013	0.024
Fe ^{3+VI}	0.201	0.219	0.132	0.134	0.180	0.185	0.223	0.138	0.117	0.100
Ti	0.032	0.037	0.067	0.016	0.020	0.025	0.020	0.020	0.067	0.069
Cr	0.002	0.003	0.002	0.001	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.482	0.453	0.693	0.532	0.517	0.550	0.496	0.538	0.664	0.653
Fe ²⁺	0.242	0.248	0.124	0.279	0.240	0.202	0.222	0.270	0.157	0.174
Mn	0.019	0.021	0.006	0.022	0.020	0.018	0.020	0.021	0.009	0.006
Ca	0.798	0.784	0.912	0.834	0.787	0.827	0.748	0.848	0.911	0.905
Na	0.195	0.205	0.060	0.150	0.194	0.161	0.233	0.134	0.062	0.066
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Mg#	66.6	64.6	84.8	65.6	68.3	73.2	69.1	66.5	80.9	79.0
%Wo	-----	-----	48.854	46.263	-----	46.413	-----	46.740	49.041	49.247
%En	-----	-----	37.092	29.536	-----	30.879	-----	29.623	35.737	35.505
%Fs	-----	-----	14.054	24.200	-----	22.708	-----	23.637	15.222	15.248
%Di	51.395	48.814	78.438	54.114	53.287	59.129	51.131	55.842	74.493	72.585
%Hd	27.846	29.032	14.785	30.665	26.752	23.577	24.858	30.236	18.576	20.022
%Aeg	20.759	22.154	6.777	15.222	19.961	17.294	24.010	13.922	6.930	7.393
%Q	79.631	78.325	-----	-----	79.937	-----	75.884	-----	-----	-----
%Jd	2.668	2.597	-----	-----	3.744	-----	3.234	-----	-----	-----
%Aeg	17.701	19.078	-----	-----	16.320	-----	20.883	-----	-----	-----
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)										
J value	0.389	0.411	0.120	0.299	0.387	0.322	0.466	0.268	0.123	0.133
Q value	1.522	1.485	1.729	1.645	1.544	1.580	1.466	1.656	1.731	1.732
Piroxena	Ca-Na	Ca-Na	Quad	Quad	Ca-Na	Quad	Ca-Na	Quad	Quad	Quad

Amostra	ROCHA FÉLSICA - GRUPO II (perfil)							
	CY-193	CY-193	CY-193	CY-193	CY-193	CY-193	CY-193	CY-193
Referência	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2	b2_px2
Sector	*2	*3	*4	*5	*6	*7	*8	*9
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	52.704	52.168	51.513	52.655	52.216	52.335	51.490	50.712
TiO ₂	0.389	0.330	0.752	0.404	0.495	0.476	0.893	1.028
Al ₂ O ₃	1.074	1.076	1.826	1.012	1.541	1.592	2.291	2.513
FeO ^T	13.702	13.678	14.400	13.545	14.084	13.955	14.828	14.831
MnO	0.768	0.760	0.690	0.766	0.665	0.677	0.559	0.593
MgO	9.419	9.354	8.603	9.342	8.996	8.976	8.336	8.249
CaO	20.567	20.504	19.355	20.540	19.328	19.328	18.512	18.220
K ₂ O	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.
Na ₂ O	2.259	2.323	2.877	2.220	3.021	3.039	3.418	3.576
Cr ₂ O ₃	0.077	0.095	0.073	0.068	0.080	0.050	0.072	0.051
Total	100.962	100.288	100.089	100.552	100.426	100.430	100.399	99.773
Fe ₂ O ₃ calc.	5.260	6.096	7.000	4.731	7.425	7.216	8.276	9.443
FeO calc.	8.969	8.192	8.101	9.288	7.403	7.462	7.381	6.334
Total*	101.489	100.899	100.790	101.026	101.170	101.153	101.228	100.719
Número de iões na base de 6 oxigénios, normalizado para 4 catiões								
Si	1.972	1.964	1.943	1.979	1.956	1.959	1.931	1.911
Al ^{IV}	0.028	0.036	0.057	0.021	0.044	0.041	0.069	0.089
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{VI}	0.020	0.012	0.024	0.024	0.024	0.030	0.032	0.023
Fe ^{3+VI}	0.148	0.173	0.199	0.134	0.209	0.203	0.234	0.268
Ti	0.011	0.009	0.021	0.011	0.014	0.013	0.025	0.029
Cr	0.002	0.003	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002
Sc	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.525	0.525	0.484	0.523	0.502	0.501	0.466	0.463
Fe ²⁺	0.281	0.258	0.256	0.292	0.232	0.234	0.231	0.200
Mn	0.024	0.024	0.022	0.024	0.021	0.021	0.018	0.019
Ca	0.825	0.827	0.782	0.827	0.776	0.775	0.744	0.736
Na	0.164	0.170	0.210	0.162	0.219	0.221	0.248	0.261
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg#	65.2	67.1	65.4	64.2	68.4	68.2	66.8	69.9
%Wo	45.730	45.772	-----	45.934	-----	-----	-----	-----
%En	29.140	29.054	-----	29.069	-----	-----	-----	-----
%Fs	25.130	25.174	-----	24.998	-----	-----	-----	-----
%Di	52.842	53.750	49.781	52.263	51.536	51.294	48.354	49.130
%Hd	30.676	28.889	28.567	31.584	25.955	26.119	25.860	23.170
%Aeg	16.483	17.361	21.652	16.153	22.509	22.587	25.786	27.700
%Q	-----	-----	78.335	-----	77.483	77.387	74.357	72.801
%Jd	-----	-----	2.337	-----	2.311	2.880	3.078	2.122
%Aeg	-----	-----	19.328	-----	20.206	19.732	22.564	25.077
Classificação segundo Morimoto et al. (1988)								
J value	0.328	0.339	0.421	0.324	0.439	0.441	0.497	0.523
Q value	1.631	1.610	1.521	1.643	1.510	1.510	1.441	1.399
Piroxena	Quad	Quad	Ca-Na	Quad	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na	Ca-Na

IV.2.3. Óxidos

Amostra	ROCHAS MÁFICAS											
	CY-165	CY-165	CY-165	CY-165	CY-165	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4
Referência	b1_ox1	b1_ox6	b1_ox7	b4_ox1	b4_ox5	b1_ox2	b1_ox3	b1_ox3	b1_ox4	b1_ox10	b2_ox1	b2_ox1
Sector	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	bordo	núcleo	núcleo	*3	*4
Tipo	F	F	MF	F	MF	MF	MF	MF	MF	MF	F	F
TiO ₂	16.886	16.979	17.726	17.295	16.894	14.151	18.612	18.607	17.133	17.792	16.298	16.163
Al ₂ O ₃	6.606	6.668	5.933	5.838	5.993	8.608	5.191	5.158	7.076	5.469	8.448	8.801
Cr ₂ O ₃	0.192	0.202	0.288	0.223	1.204	3.238	0.138	0.141	0.323	0.143	0.216	0.192
Fe ₂ O ₃	32.498	32.476	31.043	32.140	31.701	33.341	32.503	32.282	32.147	32.091	33.243	32.172
FeO	35.204	35.342	35.539	35.112	33.718	31.275	35.758	35.407	33.744	34.317	33.328	33.268
MnO	0.443	0.466	0.619	0.353	0.477	n.d.	0.514	0.474	0.378	0.455	0.294	0.320
MgO	7.853	7.918	7.856	8.003	8.501	9.387	8.683	8.781	9.115	8.724	9.322	9.116
ZnO	0.104	0.023	0.001	0.063	0.103	0.051	0.081	0.178	0.054	0.041	0.099	n.d.
Total	99.786	100.074	99.005	99.027	98.591	100.050	101.480	101.028	99.969	99.031	101.248	100.032

Número de iões na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.440	0.440	0.466	0.454	0.444	0.360	0.477	0.479	0.440	0.466	0.411	0.412
Al	0.269	0.271	0.244	0.240	0.247	0.343	0.208	0.208	0.285	0.224	0.334	0.351
Cr	0.005	0.006	0.008	0.006	0.033	0.087	0.004	0.004	0.009	0.004	0.006	0.005
Fe ³⁺	0.846	0.843	0.816	0.845	0.833	0.849	0.834	0.831	0.826	0.840	0.839	0.820
Fe ²⁺	1.019	1.019	1.038	1.026	0.984	0.885	1.019	1.013	0.964	0.999	0.934	0.942
Mn	0.013	0.014	0.018	0.010	0.014	0.000	0.015	0.014	0.011	0.013	0.008	0.009
Mg	0.405	0.407	0.409	0.417	0.442	0.474	0.441	0.448	0.464	0.453	0.466	0.460
Zn	0.003	0.001	0.000	0.002	0.003	0.001	0.002	0.004	0.001	0.001	0.002	0.000
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.44	0.44	0.47	0.45	0.44	0.36	0.48	0.48	0.44	0.47	0.41	0.41

F = Fenocristal; MF = Microfenocristal; M = Matriz

Usp = Ulvospinel

Mg# = $[\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+}+\text{Fe}^{2+})]*100$

n.d. = Abaixo do limite de detecção

Os algarismos precedidos por (*) indicam análises ao longo de um perfil.

Amostra	ROCHAS MÁFICAS (cont.)											
	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4	CY-4
Referência	b2_ox1	b2_ox1	b2_ox1	b2_ox1	b2_ox1	b2_ox1	b2_ox1	b2_ox1	b2_ox3	b2_ox4	b2_ox4	b2_ox8
Sector	*6	*7	*8	*9	*11	*12	*13	bordo	bordo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	MF	MF	M	M	M
TiO ₂	16.207	16.472	16.459	16.885	15.905	15.724	15.976	17.826	17.806	18.443	17.175	17.538
Al ₂ O ₃	8.489	8.384	8.512	8.611	8.791	8.762	8.811	5.889	6.326	5.960	7.103	6.160
Cr ₂ O ₃	0.212	0.199	0.190	0.196	0.196	0.264	0.203	0.130	0.103	0.148	0.116	0.159
Fe ₂ O ₃	32.425	33.145	32.991	31.391	33.691	33.033	32.501	33.165	33.084	32.228	31.442	32.665
FeO	33.416	33.617	33.543	33.960	32.708	32.558	32.749	34.425	34.256	34.117	32.814	35.293
MnO	0.262	0.281	0.250	0.235	0.321	0.310	0.324	0.460	0.462	0.491	0.406	0.533
MgO	9.017	9.297	9.311	9.168	9.520	9.237	9.306	9.118	9.356	9.723	9.450	8.287
ZnO	0.080	0.081	0.165	0.133	0.061	0.123	n.d.	0.062	0.023	n.d.	0.036	0.064
Total	100.108	101.475	101.421	100.578	101.193	100.011	99.870	101.075	101.416	101.110	98.542	100.699

Número de iões na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.414	0.415	0.414	0.428	0.400	0.401	0.407	0.456	0.452	0.469	0.446	0.452
Al	0.339	0.331	0.336	0.342	0.347	0.350	0.352	0.236	0.252	0.238	0.289	0.249
Cr	0.006	0.005	0.005	0.005	0.005	0.007	0.005	0.003	0.003	0.004	0.003	0.004
Fe ³⁺	0.828	0.835	0.831	0.796	0.848	0.842	0.829	0.849	0.841	0.820	0.816	0.843
Fe ²⁺	0.948	0.941	0.939	0.957	0.915	0.922	0.928	0.979	0.968	0.965	0.947	1.012
Mn	0.008	0.008	0.007	0.007	0.009	0.009	0.009	0.013	0.013	0.014	0.012	0.015
Mg	0.456	0.464	0.464	0.461	0.475	0.466	0.470	0.462	0.471	0.490	0.486	0.423
Zn	0.002	0.002	0.004	0.003	0.002	0.003	0.000	0.002	0.001	0.000	0.001	0.002
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.41	0.41	0.41	0.43	0.40	0.40	0.41	0.46	0.45	0.47	0.45	0.45

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7
Referência	b1_ox1	b1_ox1	b1_ox2	b1_ox2	b1_ox3	b1_ox3	b1_ox4	b1_ox4	b1_ox5	b1_ox5	b1_ox5	b1_ox6
Sector	bordo	bordo	*5	*6	bordo	bordo	bordo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
TiO₂	17.820	17.681	17.167	17.495	17.441	17.650	17.710	18.190	18.330	17.900	17.773	17.641
Al₂O₃	6.125	6.221	6.618	6.581	6.210	6.060	5.838	5.773	5.581	6.022	6.005	6.183
Cr₂O₃	0.373	0.499	0.105	0.302	0.623	0.470	0.533	0.258	0.263	0.597	0.624	0.583
Fe₂O₃	29.755	30.026	33.074	31.616	31.385	30.448	30.570	28.909	29.338	30.168	29.981	30.520
FeO	39.427	39.165	35.549	37.167	37.429	39.484	38.766	39.853	40.895	39.385	39.477	38.532
MnO	0.812	0.810	0.531	0.586	0.698	0.823	0.732	0.847	0.977	0.779	0.734	0.689
MgO	5.413	5.566	8.051	7.061	6.718	5.377	5.866	5.165	4.625	5.630	5.404	6.060
ZnO	0.042	0.032	0.042	0.146	0.062	0.045	0.016	n.d.	0.115	0.101	0.152	0.075
Total	99.768	100.000	101.137	100.954	100.566	100.357	100.031	98.995	100.124	100.581	100.150	100.282

Número de iões na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.473	0.467	0.441	0.453	0.455	0.466	0.468	0.488	0.489	0.471	0.470	0.464
Al	0.255	0.258	0.266	0.267	0.254	0.251	0.242	0.242	0.233	0.248	0.249	0.255
Cr	0.010	0.014	0.003	0.008	0.017	0.013	0.015	0.007	0.007	0.017	0.017	0.016
Fe³⁺	0.790	0.794	0.849	0.819	0.819	0.804	0.808	0.775	0.782	0.794	0.793	0.802
Fe²⁺	1.163	1.151	1.015	1.070	1.086	1.159	1.139	1.188	1.212	1.152	1.161	1.126
Mn	0.024	0.024	0.015	0.017	0.021	0.024	0.022	0.026	0.029	0.023	0.022	0.020
Mg	0.285	0.292	0.410	0.362	0.347	0.281	0.307	0.274	0.244	0.293	0.283	0.316
Zn	0.001	0.001	0.001	0.004	0.002	0.001	0.000	0.000	0.003	0.003	0.004	0.002
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.47	0.47	0.44	0.45	0.45	0.47	0.47	0.49	0.49	0.47	0.47	0.46

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7
Referência	b1_ox6	b1_ox7	b1_ox7	b1_ox7	b1_ox8	b1_ox8	b1_ox9	b1_ox10	b1_ox11	b1_ox12	b1_ox14	b1_ox15
Sector	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	M	M	M	M	M	M	M	M
TiO₂	17.502	18.326	18.329	18.344	17.169	17.614	18.510	17.783	18.225	18.145	17.728	18.324
Al₂O₃	6.235	5.654	5.624	5.640	6.369	6.039	5.634	5.825	5.425	5.795	5.862	5.875
Cr₂O₃	0.552	0.280	0.401	0.269	0.578	0.297	0.217	0.684	0.468	0.220	2.042	0.220
Fe₂O₃	31.244	29.745	30.357	29.440	30.468	29.834	28.221	29.643	28.275	28.919	27.594	28.645
FeO	37.718	39.631	39.262	40.619	38.158	38.697	42.182	39.586	41.888	41.571	41.536	41.164
MnO	0.647	0.790	0.742	0.910	0.655	0.778	1.179	0.957	0.984	1.063	0.856	0.961
MgO	6.595	5.556	5.991	4.900	5.878	5.583	3.678	5.149	3.666	3.990	3.870	4.434
ZnO	0.075	0.148	0.101	0.080	0.063	0.076	0.152	0.024	0.148	0.090	0.113	0.060
Total	100.569	100.130	100.807	100.202	99.338	98.918	99.773	99.651	99.079	99.793	99.602	99.683

Número de iões na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.457	0.485	0.481	0.487	0.455	0.471	0.498	0.474	0.494	0.487	0.477	0.490
Al	0.255	0.234	0.231	0.235	0.265	0.253	0.238	0.243	0.231	0.244	0.247	0.246
Cr	0.015	0.008	0.011	0.008	0.016	0.008	0.006	0.019	0.013	0.006	0.058	0.006
Fe³⁺	0.816	0.788	0.796	0.783	0.808	0.798	0.760	0.790	0.767	0.776	0.742	0.767
Fe²⁺	1.095	1.166	1.145	1.200	1.125	1.150	1.262	1.173	1.263	1.240	1.242	1.225
Mn	0.019	0.024	0.022	0.027	0.020	0.023	0.036	0.029	0.030	0.032	0.026	0.029
Mg	0.341	0.291	0.311	0.258	0.309	0.296	0.196	0.272	0.197	0.212	0.206	0.235
Zn	0.002	0.004	0.003	0.002	0.002	0.002	0.004	0.001	0.004	0.002	0.003	0.002
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.46	0.49	0.48	0.49	0.46	0.47	0.50	0.47	0.49	0.49	0.48	0.49

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7
Referência	b2_ox1	b2_ox2	b2_ox3	b2_ox3	b2_ox3	b2_ox5	b2_ox5	b2_ox6	b2_ox7	b2_ox8	b2_ox9	b2_ox12
Sector	bordo	*8	bordo	núcleo	bordo	bordo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	MF	F	F	F	F	MF	MF	M	M	M	M	M
TiO₂	17.736	17.655	17.997	17.679	17.979	17.665	17.786	18.792	18.800	17.662	16.283	18.749
Al₂O₃	5.796	6.259	5.986	6.018	5.997	5.443	5.797	5.729	5.754	6.447	6.945	6.275
Cr₂O₃	0.396	0.550	0.505	0.549	0.508	0.610	0.529	0.619	0.678	1.397	2.600	0.270
Fe₂O₃	31.141	31.748	30.585	31.476	29.745	32.281	30.909	27.505	27.591	28.585	31.160	27.202
FeO	37.397	37.557	39.285	37.672	40.220	37.855	38.713	42.529	42.578	40.484	35.989	40.587
MnO	0.586	0.612	0.712	0.596	0.760	0.628	0.778	0.985	0.938	0.781	0.352	0.818
MgO	6.842	6.969	5.917	6.769	5.075	6.658	6.011	3.853	3.915	4.715	7.265	5.007
ZnO	n.d.	0.129	0.043	0.139	0.175	0.074	0.023	0.130	0.114	0.177	0.156	0.198
Total	99.895	101.480	101.030	100.898	100.459	101.214	100.546	100.142	100.368	100.248	100.750	99.106

Número de íons na base de 4 oxigênios, normalizado para 3 cátions

Ti	0.466	0.456	0.470	0.460	0.475	0.460	0.467	0.503	0.502	0.468	0.421	0.501
Al	0.239	0.253	0.245	0.245	0.248	0.222	0.239	0.240	0.241	0.268	0.281	0.263
Cr	0.011	0.015	0.014	0.015	0.014	0.017	0.015	0.017	0.019	0.039	0.071	0.008
Fe³⁺	0.819	0.820	0.800	0.819	0.787	0.841	0.812	0.736	0.737	0.758	0.806	0.727
Fe²⁺	1.092	1.078	1.142	1.090	1.182	1.096	1.131	1.265	1.264	1.192	1.035	1.206
Mn	0.017	0.018	0.021	0.017	0.023	0.018	0.023	0.030	0.028	0.023	0.010	0.025
Mg	0.356	0.357	0.307	0.349	0.266	0.344	0.313	0.204	0.207	0.248	0.372	0.265
Zn	0.000	0.003	0.001	0.004	0.005	0.002	0.001	0.003	0.003	0.005	0.004	0.005
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.47	0.46	0.47	0.46	0.48	0.46	0.47	0.50	0.50	0.47	0.42	0.50

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-7	CY-19	CY-19
Referência	b2_ox13	b3_ox4	b3_ox5	b3_ox6	b3_ox7	b3_ox3	b3_ox9	b3_ox10	b3_ox11	b3_ox12	b1_ox1	b1_ox1
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	*1	*2
Tipo	M	in px13	in px13	in px13	in px13	MF	M	M	M	M	F	F
TiO₂	18.710	17.362	17.460	16.851	16.893	17.483	17.298	15.486	18.623	18.497	19.127	18.650
Al₂O₃	5.559	6.446	6.398	6.588	6.651	6.167	6.483	7.218	5.340	5.955	5.424	5.660
Cr₂O₃	0.254	0.197	0.439	0.239	0.610	0.435	0.570	3.901	0.181	0.354	0.325	0.409
Fe₂O₃	28.754	32.247	32.127	32.464	31.452	31.742	32.087	31.000	29.512	29.170	30.017	31.306
FeO	42.259	36.812	36.768	35.019	38.068	38.086	37.339	35.959	41.760	41.861	37.678	35.678
MnO	1.009	0.593	0.583	0.586	0.681	0.663	0.662	0.257	1.007	0.961	0.767	0.552
MgO	4.088	7.243	7.333	7.866	6.002	6.385	6.883	6.923	4.325	4.397	7.481	8.716
ZnO	0.071	0.059	0.169	0.045	0.065	0.162	0.127	0.198	0.156	0.101	0.111	0.047
Total	100.704	100.959	101.277	99.658	100.422	101.124	101.450	100.943	100.904	101.296	100.930	101.018

Número de íons na base de 4 oxigênios, normalizado para 3 cátions

Ti	0.498	0.449	0.450	0.439	0.443	0.455	0.447	0.400	0.494	0.488	0.496	0.479
Al	0.232	0.261	0.259	0.269	0.273	0.251	0.262	0.292	0.222	0.246	0.220	0.228
Cr	0.007	0.005	0.012	0.007	0.017	0.012	0.015	0.106	0.005	0.010	0.009	0.011
Fe³⁺	0.765	0.835	0.829	0.846	0.825	0.827	0.829	0.801	0.784	0.769	0.779	0.804
Fe²⁺	1.250	1.059	1.054	1.015	1.109	1.102	1.072	1.033	1.233	1.227	1.086	1.018
Mn	0.030	0.017	0.017	0.017	0.020	0.019	0.019	0.007	0.030	0.029	0.022	0.016
Mg	0.216	0.371	0.375	0.406	0.312	0.329	0.352	0.355	0.228	0.230	0.384	0.443
Zn	0.002	0.001	0.004	0.001	0.002	0.004	0.003	0.005	0.004	0.003	0.003	0.001
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.50	0.45	0.45	0.44	0.44	0.46	0.45	0.40	0.49	0.49	0.50	0.48

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19
Referência	b1_ox1	b1_ox1	b1_ox1	b1_ox1	b1_ox2	b1_ox2	b1_ox2	b1_ox2	b1_ox2	b1_ox2	b1_ox3	b1_ox3
Sector	*3	*5	*6	*7	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*1	*2
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
TiO ₂	18.455	18.599	18.551	18.628	18.529	18.465	18.263	18.580	18.678	18.796	19.140	18.643
Al ₂ O ₃	5.817	5.886	5.759	5.725	5.688	5.877	5.978	5.852	5.652	5.572	5.342	5.945
Cr ₂ O ₃	0.450	0.499	0.406	0.415	0.477	0.714	1.031	0.665	0.343	0.284	0.330	0.404
Fe ₂ O ₃	31.888	31.339	31.642	31.330	31.457	31.591	31.525	31.401	31.418	31.170	30.400	30.575
FeO	35.278	35.829	35.232	35.763	35.528	35.198	34.839	35.343	35.994	36.213	37.602	35.728
MnO	0.601	0.509	0.547	0.619	0.658	0.504	0.480	0.516	0.628	0.616	0.782	0.600
MgO	8.927	8.749	9.016	8.604	8.643	9.052	9.164	8.998	8.495	8.448	7.587	8.604
ZnO	0.065	n.d.	n.d.	0.123	0.132	0.073	0.086	0.095	0.121	n.d.	0.125	n.d.
Total	101.481	101.410	101.153	101.207	101.112	101.474	101.366	101.449	101.329	101.099	101.308	100.498

Número de íões na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.471	0.475	0.474	0.478	0.475	0.470	0.465	0.474	0.479	0.483	0.495	0.480
Al	0.233	0.236	0.231	0.230	0.229	0.235	0.239	0.234	0.227	0.224	0.216	0.240
Cr	0.012	0.013	0.011	0.011	0.013	0.019	0.028	0.018	0.009	0.008	0.009	0.011
Fe ³⁺	0.814	0.801	0.810	0.804	0.808	0.805	0.803	0.801	0.806	0.802	0.786	0.788
Fe ²⁺	1.001	1.018	1.002	1.019	1.014	0.997	0.987	1.002	1.026	1.035	1.080	1.024
Mn	0.017	0.015	0.016	0.018	0.019	0.014	0.014	0.015	0.018	0.018	0.023	0.017
Mg	0.451	0.443	0.457	0.437	0.440	0.457	0.463	0.455	0.432	0.430	0.388	0.439
Zn	0.002	0.000	0.000	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.000	0.003	0.000
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.47	0.48	0.47	0.48	0.48	0.47	0.47	0.47	0.48	0.48	0.49	0.48

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19
Referência	b1_ox3	b1_ox3	b1_ox4	b1_ox4	b1_ox4	b1_ox4	b1_ox5	b1_ox6	b1_ox7	b1_ox8	b1_ox9	b2_ox1
Sector	*3	*4	*1	*2	*3	*4	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	M	M	M	M	MF
TiO ₂	18.620	19.095	18.707	18.556	18.798	18.938	18.755	18.709	19.252	18.926	18.541	18.692
Al ₂ O ₃	5.654	5.241	5.582	5.807	5.738	5.726	5.630	5.523	5.382	5.593	5.572	5.566
Cr ₂ O ₃	0.377	0.249	0.304	0.213	0.237	0.212	0.251	0.283	0.307	0.267	0.333	0.281
Fe ₂ O ₃	31.233	30.342	30.683	31.425	31.151	30.592	31.375	31.121	29.423	30.307	31.774	30.669
FeO	35.912	38.673	37.222	35.714	36.168	37.180	36.117	36.363	38.572	37.005	35.277	36.423
MnO	0.651	0.893	0.760	0.619	0.703	0.795	0.690	0.733	0.828	0.842	0.580	0.772
MgO	8.471	6.834	7.567	8.566	8.430	7.784	8.395	8.099	6.922	7.758	8.872	7.952
ZnO	0.043	0.059	0.060	0.114	0.089	0.119	0.180	0.159	0.066	0.070	0.060	0.111
Total	100.962	101.386	100.885	101.014	101.314	101.346	101.393	100.990	100.752	100.767	101.009	100.467

Número de íões na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.479	0.496	0.485	0.477	0.482	0.488	0.481	0.483	0.502	0.490	0.476	0.485
Al	0.228	0.213	0.227	0.234	0.231	0.231	0.226	0.223	0.220	0.227	0.224	0.226
Cr	0.010	0.007	0.008	0.006	0.006	0.006	0.007	0.008	0.008	0.007	0.009	0.008
Fe ³⁺	0.804	0.788	0.795	0.807	0.799	0.788	0.805	0.803	0.768	0.785	0.816	0.796
Fe ²⁺	1.027	1.117	1.072	1.020	1.031	1.064	1.030	1.043	1.118	1.066	1.006	1.051
Mn	0.019	0.026	0.022	0.018	0.020	0.023	0.020	0.021	0.024	0.025	0.017	0.023
Mg	0.432	0.352	0.389	0.436	0.428	0.397	0.427	0.414	0.358	0.398	0.451	0.409
Zn	0.001	0.002	0.002	0.003	0.002	0.003	0.005	0.004	0.002	0.002	0.002	0.003
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.48	0.50	0.48	0.48	0.48	0.49	0.48	0.48	0.50	0.49	0.48	0.48

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19
Referência	b2_ox1	b2_ox1	b2_ox2	b2_ox2	b2_ox2	b2_ox3	b2_ox3	b2_ox3	b2_ox4	b2_ox5	b2_ox5	b2_ox5
Sector	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
TiO₂	18.646	19.063	18.991	19.028	19.279	18.542	18.584	18.543	18.789	18.757	18.795	18.971
Al₂O₃	5.680	5.501	5.605	5.635	5.416	5.652	5.826	5.745	5.715	5.620	5.591	5.561
Cr₂O₃	0.272	0.307	0.315	0.278	0.295	0.435	0.401	0.408	0.349	0.273	0.250	0.272
Fe₂O₃	31.256	30.135	30.275	30.334	29.561	31.223	31.179	31.096	30.753	31.042	31.155	30.655
FeO	36.020	37.904	37.029	36.933	38.275	35.495	35.842	35.556	36.360	36.217	36.238	36.928
MnO	0.697	0.903	0.770	0.744	0.906	0.547	0.540	0.641	0.697	0.687	0.662	0.810
MgO	8.374	7.314	7.847	8.018	7.104	8.686	8.619	8.599	8.265	8.295	8.308	7.932
ZnO	0.093	0.018	0.097	n.d.	0.092	0.066	n.d.	0.062	0.032	0.111	0.189	0.089
Total	101.038	101.145	100.930	100.969	100.928	100.646	100.992	100.650	100.960	101.002	101.188	101.218

Número de íons na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.480	0.494	0.491	0.491	0.501	0.478	0.477	0.478	0.484	0.483	0.483	0.489
Al	0.229	0.223	0.227	0.228	0.221	0.228	0.234	0.232	0.231	0.227	0.225	0.225
Cr	0.007	0.008	0.009	0.008	0.008	0.012	0.011	0.011	0.009	0.007	0.007	0.007
Fe³⁺	0.804	0.781	0.783	0.783	0.769	0.805	0.801	0.802	0.792	0.800	0.801	0.790
Fe²⁺	1.030	1.092	1.064	1.059	1.106	1.017	1.023	1.019	1.041	1.037	1.036	1.058
Mn	0.020	0.026	0.022	0.022	0.027	0.016	0.016	0.019	0.020	0.020	0.019	0.024
Mg	0.427	0.375	0.402	0.410	0.366	0.443	0.438	0.439	0.422	0.423	0.423	0.405
Zn	0.002	0.000	0.002	0.000	0.002	0.002	0.000	0.002	0.001	0.003	0.005	0.002
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.48	0.49	0.49	0.49	0.50	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.48	0.49

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-19	CY-25	CY-25
Referência	b2_ox6	b2_ox6	b2_ox6	b2_ox9	b2_ox11	b2_ox7	b2_ox7	b2_ox7	b2_ox8	b2_ox10	b1_ox2	b2_ox7
Sector	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
TiO₂	18.807	18.727	19.015	18.633	18.913	18.915	18.807	18.955	18.929	20.081	17.591	8.526
Al₂O₃	5.568	5.578	5.441	5.813	5.615	5.641	5.760	5.619	5.527	4.595	5.813	15.315
Cr₂O₃	0.243	0.261	0.278	0.372	0.283	0.319	0.269	0.335	0.296	0.184	1.160	20.532
Fe₂O₃	30.906	31.422	30.199	31.156	30.649	30.520	30.498	30.090	30.035	29.161	31.753	19.585
FeO	36.421	35.508	37.545	35.504	36.737	36.960	36.707	37.455	37.116	38.347	35.726	21.909
MnO	0.774	0.630	0.846	0.572	0.812	0.765	0.668	0.893	0.915	0.857	0.238	n.d.
MgO	8.159	8.755	7.454	8.790	8.017	7.901	8.035	7.479	7.572	7.418	8.195	12.755
ZnO	0.029	0.143	0.078	0.063	0.058	0.073	0.037	0.071	0.067	0.147	n.d.	n.d.
Total	100.907	101.025	100.856	100.903	101.084	101.093	100.780	100.896	100.457	100.790	100.476	98.622

Número de íons na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.485	0.481	0.494	0.478	0.488	0.488	0.486	0.491	0.492	0.523	0.455	0.207
Al	0.225	0.224	0.221	0.234	0.227	0.228	0.233	0.228	0.225	0.188	0.236	0.584
Cr	0.007	0.007	0.008	0.010	0.008	0.009	0.007	0.009	0.008	0.005	0.032	0.525
Fe³⁺	0.798	0.807	0.784	0.800	0.790	0.788	0.788	0.780	0.782	0.760	0.822	0.477
Fe²⁺	1.045	1.013	1.083	1.013	1.053	1.060	1.054	1.079	1.074	1.111	1.028	0.592
Mn	0.022	0.018	0.025	0.017	0.024	0.022	0.019	0.026	0.027	0.025	0.007	0.000
Mg	0.417	0.445	0.383	0.447	0.410	0.404	0.411	0.384	0.390	0.383	0.420	0.615
Zn	0.001	0.004	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.004	0.000	0.000
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.49	0.48	0.49	0.48	0.49	0.49	0.49	0.49	0.49	0.52	0.46	0.21

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-25	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82
Referência	b2_ox7	b1_ox1	b1_ox2	b1_ox3	b1_ox4	b1_ox5	b1_ox7	b1_ox7	b1_ox7	b1_ox8	b1_ox8	b1_ox10
Sector	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	*2	*3	*4	núcleo	bordo	núcleo
Tipo	MF	in px1	in px1	in px1	in px1	in ol2	MF	MF	MF	MF	MF	MF
TiO ₂	7.968	19.831	20.023	17.527	20.261	2.335	2.123	2.049	2.074	3.754	21.498	2.518
Al ₂ O ₃	17.632	3.996	3.920	6.890	3.994	20.168	18.243	18.313	17.898	16.588	1.973	19.372
Cr ₂ O ₃	17.761	0.156	0.242	0.186	0.232	39.466	42.937	43.159	43.115	32.828	2.117	35.881
Fe ₂ O ₃	20.976	30.602	29.495	31.688	28.522	8.157	7.010	6.867	6.873	14.073	24.387	10.230
FeO	20.946	35.798	37.196	32.380	37.568	14.283	17.154	17.172	17.588	22.149	45.341	18.803
MnO	n.d.	0.758	0.773	0.439	0.769	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.796	n.d.
MgO	13.215	8.843	7.901	10.014	7.762	14.811	12.846	12.741	12.409	10.081	3.240	11.697
ZnO	0.100	0.003	0.116	0.061	0.024	0.059	0.081	0.223	0.122	0.195	0.128	0.102
Total	98.598	99.987	99.666	99.184	99.132	99.279	100.394	100.524	100.079	99.668	99.479	98.603

Número de iões na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.192	0.517	0.527	0.451	0.536	0.054	0.050	0.048	0.049	0.091	0.591	0.060
Al	0.664	0.163	0.162	0.278	0.166	0.736	0.673	0.675	0.665	0.633	0.085	0.728
Cr	0.449	0.004	0.007	0.005	0.006	0.966	1.062	1.067	1.074	0.841	0.061	0.905
Fe ³⁺	0.504	0.798	0.777	0.816	0.755	0.190	0.165	0.162	0.163	0.343	0.671	0.246
Fe ²⁺	0.560	1.038	1.089	0.926	1.106	0.370	0.449	0.449	0.463	0.600	1.387	0.502
Mn	0.000	0.022	0.023	0.013	0.023	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.025	0.000
Mg	0.629	0.457	0.412	0.511	0.407	0.683	0.599	0.594	0.583	0.487	0.177	0.556
Zn	0.002	0.000	0.003	0.002	0.001	0.001	0.002	0.005	0.003	0.005	0.003	0.002
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.19	0.52	0.53	0.45	0.54	0.05	0.05	0.05	0.05	0.09	0.59	0.06

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82
Referência	b1_ox12	b1_ox15	b1_ox17	b1_ox18	b1_ox19	b2_ox2	b2_ox4	b2_ox6	b2_ox7	b2_ox10	b2_ox11	b2_ox12
Sector	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	MF	M	M	M	M	in ol1	in ol2	M	MF	M	M	M
TiO ₂	21.703	22.773	21.264	21.898	22.566	1.603	3.789	23.278	3.077	21.755	23.302	22.307
Al ₂ O ₃	2.219	1.447	2.492	2.708	2.116	21.219	17.706	1.313	19.064	1.919	1.463	1.822
Cr ₂ O ₃	1.687	0.200	1.336	0.205	0.266	40.526	35.056	0.359	37.444	0.264	0.254	0.681
Fe ₂ O ₃	25.158	25.347	25.785	25.182	24.911	8.135	12.624	23.053	9.062	27.559	23.198	24.898
FeO	43.762	44.804	45.075	45.302	46.294	12.742	17.820	48.405	20.035	42.619	48.111	45.559
MnO	0.913	1.086	0.881	1.030	1.090	n.d.	n.d.	1.184	n.d.	1.091	1.041	0.979
MgO	4.413	4.175	3.456	3.548	3.321	15.594	13.269	1.969	11.594	5.140	2.415	3.539
ZnO	0.190	0.156	0.127	0.065	0.114	0.128	0.079	0.257	0.049	0.141	0.041	0.087
Total	100.045	99.988	100.417	99.938	100.678	99.947	100.343	99.818	100.325	100.488	99.825	99.871

Número de iões na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.588	0.621	0.578	0.596	0.613	0.037	0.089	0.646	0.073	0.585	0.644	0.610
Al	0.094	0.062	0.106	0.116	0.090	0.763	0.654	0.057	0.707	0.081	0.063	0.078
Cr	0.048	0.006	0.038	0.006	0.008	0.977	0.869	0.010	0.932	0.007	0.007	0.020
Fe ³⁺	0.682	0.691	0.701	0.686	0.677	0.187	0.298	0.640	0.215	0.742	0.641	0.682
Fe ²⁺	1.318	1.358	1.361	1.371	1.398	0.325	0.467	1.494	0.528	1.274	1.478	1.386
Mn	0.028	0.033	0.027	0.032	0.033	0.000	0.000	0.037	0.000	0.033	0.032	0.030
Mg	0.237	0.226	0.186	0.191	0.179	0.709	0.620	0.108	0.544	0.274	0.132	0.192
Zn	0.005	0.004	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.007	0.001	0.004	0.001	0.002
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.59	0.62	0.58	0.60	0.61	0.04	0.09	0.65	0.07	0.59	0.64	0.61

CLINOPIROXENITOS												
Amostra	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245
Referência	b3_ox2	b3_ox3	b3_ox4	b3_ox5	b3_ox6	b3_ox7	b3_ox8	b3_ox9	b3_ox13	b3_ox14	b4_ox1	b4_ox2
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
TiO₂	11.226	11.258	10.722	10.666	10.806	11.329	11.032	10.790	13.222	13.098	1.251	1.264
Al₂O₃	2.357	2.398	2.289	2.439	2.472	2.317	2.390	2.396	2.248	2.311	0.397	0.298
Cr₂O₃	0.073	0.162	0.103	0.105	0.149	0.156	0.131	0.136	0.103	0.112	0.185	0.110
Fe₂O₃	46.067	46.279	46.514	46.895	45.861	44.474	46.244	46.748	42.260	42.396	65.970	66.157
FeO	37.269	37.149	36.913	36.782	36.935	37.187	37.133	37.000	38.808	38.292	31.541	31.611
MnO	0.714	0.758	0.648	0.686	0.655	0.667	0.697	0.665	0.807	0.961	0.190	0.164
MgO	2.549	2.716	2.399	2.536	2.318	2.335	2.507	2.521	2.689	2.786	0.275	0.294
ZnO	0.091	0.093	0.036	0.064	0.175	0.080	0.102	0.032	0.014	0.098	0.085	n.d.
Total	100.346	100.814	99.624	100.173	99.370	98.545	100.236	100.288	100.152	100.054	99.894	99.898

Número de íons na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.310	0.310	0.299	0.296	0.302	0.319	0.306	0.299	0.365	0.362	0.036	0.036
Al	0.102	0.103	0.100	0.106	0.108	0.102	0.104	0.104	0.097	0.100	0.018	0.013
Cr	0.002	0.005	0.003	0.003	0.004	0.005	0.004	0.004	0.003	0.003	0.006	0.003
Fe³⁺	1.275	1.273	1.299	1.300	1.283	1.254	1.281	1.295	1.169	1.173	1.904	1.910
Fe²⁺	1.146	1.136	1.145	1.133	1.148	1.166	1.143	1.139	1.193	1.177	1.012	1.014
Mn	0.022	0.023	0.020	0.021	0.021	0.021	0.022	0.021	0.025	0.030	0.006	0.005
Mg	0.140	0.148	0.133	0.139	0.128	0.130	0.138	0.138	0.147	0.153	0.016	0.017
Zn	0.002	0.003	0.001	0.002	0.005	0.002	0.003	0.001	0.000	0.003	0.002	0.000
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.31	0.31	0.30	0.30	0.30	0.32	0.31	0.30	0.37	0.36	0.04	0.04

CLINOPIROXENITOS (cont.)												
Amostra	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245
Referência	b4_ox3	b4_ox5	b4_ox6	b4_ox8	b4_ox10	b6_ox1	b6_ox2	b6_ox3	b6_ox4	b6_ox5	b6_ox6	b6_ox8
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
TiO₂	2.262	25.197	27.496	1.511	1.370	7.747	7.319	7.857	13.492	12.315	15.199	14.968
Al₂O₃	0.401	0.251	0.261	0.444	0.464	2.395	2.444	2.366	2.037	2.123	2.075	2.096
Cr₂O₃	0.114	0.155	0.066	0.101	0.106	0.113	0.112	0.104	0.125	0.108	0.122	0.113
Fe₂O₃	63.890	19.759	15.844	64.989	65.242	51.829	52.440	51.652	41.708	43.878	38.710	37.754
FeO	32.226	50.550	51.578	31.760	31.536	34.938	34.974	35.180	39.400	38.562	40.812	40.573
MnO	0.358	1.753	2.026	0.146	0.262	0.634	0.469	0.614	0.708	0.664	0.718	0.733
MgO	0.293	1.154	1.720	0.223	0.221	1.882	1.696	1.795	2.476	2.295	2.600	2.315
ZnO	0.045	0.095	0.124	0.015	n.d.	0.069	0.071	0.100	n.d.	0.132	0.117	n.d.
Total	99.589	98.914	99.115	99.189	99.201	99.607	99.525	99.668	99.946	100.077	100.353	98.553

Número de íons na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.065	0.713	0.771	0.044	0.040	0.218	0.206	0.221	0.375	0.342	0.419	0.421
Al	0.018	0.011	0.011	0.020	0.021	0.105	0.108	0.104	0.089	0.092	0.090	0.092
Cr	0.003	0.005	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004	0.003	0.004	0.003
Fe³⁺	1.848	0.559	0.444	1.889	1.896	1.456	1.477	1.451	1.159	1.220	1.068	1.062
Fe²⁺	1.036	1.589	1.608	1.026	1.019	1.091	1.095	1.099	1.216	1.191	1.252	1.269
Mn	0.012	0.056	0.064	0.005	0.009	0.020	0.015	0.019	0.022	0.021	0.022	0.023
Mg	0.017	0.065	0.096	0.013	0.013	0.105	0.095	0.100	0.136	0.126	0.142	0.129
Zn	0.001	0.003	0.003	0.000	0.000	0.002	0.002	0.003	0.000	0.004	0.003	0.000
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.07	0.71	0.77	0.04	0.04	0.22	0.21	0.22	0.37	0.34	0.42	0.42

Amostra	MELTEIGITOS											
	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202
Referência	b1_ox1	b1_ox2	b1_ox3	b1_ox4	b1_ox5	b1_ox6	b1_ox7	b1_ox8	b1_ox9	b1_ox10	b3_ox1	b3_ox2
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
TiO₂	21.272	21.716	19.216	21.888	19.655	19.790	19.787	20.575	20.839	18.476	20.331	20.654
Al₂O₃	3.809	3.330	4.164	3.583	3.737	3.514	4.208	3.122	3.466	4.018	4.123	3.458
Cr₂O₃	0.260	0.267	0.321	0.271	0.176	0.252	0.271	0.285	0.324	0.251	0.301	0.393
Fe₂O₃	25.150	25.020	28.280	24.209	27.820	28.381	27.484	26.945	26.198	29.898	26.855	26.909
FeO	44.551	45.325	42.705	44.906	44.212	44.201	44.509	44.630	44.454	43.071	44.565	44.145
MnO	0.974	0.908	0.948	0.955	0.966	0.897	1.034	0.863	1.073	0.861	0.828	0.916
MgO	3.833	3.658	3.745	3.910	2.990	3.261	3.084	3.314	3.550	3.160	3.521	3.765
ZnO	0.021	0.033	0.041	0.086	0.079	0.047	n.d.	0.066	n.d.	0.070	0.026	0.112
Total	99.870	100.257	99.420	99.808	99.635	100.343	100.377	99.800	99.904	99.806	100.550	100.352

Número de iões na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.575	0.587	0.522	0.592	0.537	0.537	0.535	0.561	0.566	0.503	0.547	0.558
Al	0.161	0.141	0.177	0.152	0.160	0.149	0.178	0.133	0.147	0.171	0.174	0.146
Cr	0.007	0.008	0.009	0.008	0.005	0.007	0.008	0.008	0.009	0.007	0.009	0.011
Fe³⁺	0.681	0.677	0.769	0.656	0.761	0.770	0.744	0.736	0.712	0.815	0.723	0.727
Fe²⁺	1.340	1.363	1.290	1.351	1.343	1.333	1.338	1.354	1.342	1.304	1.334	1.325
Mn	0.030	0.028	0.029	0.029	0.030	0.027	0.031	0.027	0.033	0.026	0.025	0.028
Mg	0.205	0.196	0.202	0.210	0.162	0.175	0.165	0.179	0.191	0.171	0.188	0.202
Zn	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.000	0.002	0.000	0.002	0.001	0.003
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.58	0.59	0.52	0.59	0.54	0.54	0.54	0.56	0.57	0.50	0.55	0.56

Amostra	MELTEIGITO (cont.)										
	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202
Referência	b3_ox3	b3_ox4	b3_ox5	b3_ox6	b4_ox1	b4_ox2	b4_ox3	b4_ox4	b4_ox5	b4_ox6	b4_ox7
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
TiO₂	19.905	20.412	21.479	20.560	24.022	21.146	17.163	20.059	22.150	19.448	20.865
Al₂O₃	4.235	3.557	3.018	3.526	3.207	3.268	4.340	3.483	3.160	4.060	3.884
Cr₂O₃	0.255	0.350	0.460	0.423	0.279	0.288	0.142	0.344	0.257	0.220	0.255
Fe₂O₃	27.595	27.429	26.172	27.145	20.947	26.481	34.084	28.163	24.580	28.817	26.022
FeO	44.023	44.280	44.170	44.465	46.010	44.346	38.766	44.158	45.364	43.615	45.179
MnO	0.886	0.925	0.977	0.916	1.086	1.008	0.966	0.982	0.948	0.939	0.973
MgO	3.594	3.635	4.228	3.614	4.373	3.880	5.345	3.411	3.855	3.519	3.267
ZnO	n.d.	0.040	0.070	0.054	0.141	0.124	0.071	0.158	0.064	0.086	0.126
Total	100.493	100.627	100.574	100.703	100.065	100.540	100.877	100.758	100.378	100.704	100.570

Número de iões na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.536	0.550	0.578	0.554	0.646	0.570	0.455	0.541	0.598	0.523	0.563
Al	0.179	0.150	0.127	0.149	0.135	0.138	0.180	0.147	0.134	0.171	0.164
Cr	0.007	0.010	0.013	0.012	0.008	0.008	0.004	0.010	0.007	0.006	0.007
Fe³⁺	0.743	0.740	0.704	0.732	0.564	0.714	0.905	0.760	0.664	0.776	0.702
Fe²⁺	1.317	1.327	1.321	1.332	1.377	1.329	1.144	1.325	1.361	1.305	1.355
Mn	0.027	0.028	0.030	0.028	0.033	0.031	0.029	0.030	0.029	0.028	0.030
Mg	0.192	0.194	0.225	0.193	0.233	0.207	0.281	0.182	0.206	0.188	0.175
Zn	0.000	0.001	0.002	0.001	0.004	0.003	0.002	0.004	0.002	0.002	0.003
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.54	0.55	0.58	0.55	0.65	0.57	0.46	0.54	0.60	0.52	0.56

IJOLITO S.S.												
Amostra	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228
Referência	b2_ox2	b2_ox3	b2_ox4	b2_ox5	b2_ox6	b3_ox2	b3_ox3	b3_ox4	b3_ox5	b3_ox6	b3_ox7	b3_ox8
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
TiO₂	3.514	4.599	2.993	3.544	4.960	3.900	3.508	3.552	4.386	3.317	3.654	4.474
Al₂O₃	0.544	0.575	0.462	0.529	0.444	0.537	0.490	0.493	0.534	0.521	0.477	0.619
Cr₂O₃	0.106	0.126	0.118	0.096	0.121	0.138	0.146	0.046	0.114	0.123	0.103	0.103
Fe₂O₃	61.211	58.504	62.239	60.698	58.361	60.341	60.967	60.830	59.323	61.508	60.561	59.299
FeO	32.103	32.764	31.769	32.163	33.197	32.386	32.044	32.220	32.782	32.003	32.044	32.760
MnO	1.329	1.274	1.256	1.219	1.414	1.387	1.267	1.111	1.258	1.454	1.404	1.425
MgO	0.356	0.457	0.286	0.327	0.422	0.348	0.356	0.414	0.476	0.322	0.333	0.461
ZnO	0.239	0.216	0.246	0.139	0.192	0.223	0.219	0.050	0.120	0.018	0.166	0.213
Total	99.403	98.515	99.369	98.715	99.111	99.260	98.997	98.716	98.993	99.266	98.741	99.355

Número de íons na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.102	0.134	0.087	0.103	0.143	0.113	0.102	0.103	0.127	0.096	0.106	0.129
Al	0.025	0.026	0.021	0.024	0.020	0.024	0.022	0.022	0.024	0.024	0.022	0.028
Cr	0.003	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004	0.001	0.003	0.004	0.003	0.003
Fe³⁺	1.769	1.702	1.802	1.767	1.689	1.746	1.770	1.770	1.718	1.781	1.763	1.711
Fe²⁺	1.031	1.060	1.022	1.040	1.068	1.041	1.034	1.042	1.055	1.030	1.036	1.050
Mn	0.043	0.042	0.041	0.040	0.046	0.045	0.041	0.036	0.041	0.047	0.046	0.046
Mg	0.020	0.026	0.016	0.019	0.024	0.020	0.020	0.024	0.027	0.018	0.019	0.026
Zn	0.007	0.006	0.007	0.004	0.005	0.006	0.006	0.001	0.003	0.001	0.005	0.006
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.10	0.13	0.09	0.10	0.14	0.11	0.10	0.10	0.13	0.10	0.11	0.13

URTITO												
Amostra	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178
Referência	b1_ox2	b1_ox3	b1_ox4	b1_ox5	b1_ox7	b1_ox8	b1_ox9	b1_ox10	b1_ox11	b2_ox1	b2_ox3	b2_ox4
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
TiO₂	0.798	0.918	1.332	0.900	1.367	1.669	1.699	1.508	1.477	0.998	0.949	0.908
Al₂O₃	0.080	0.066	0.108	0.047	0.086	0.117	0.084	0.106	0.096	0.053	0.050	0.058
Cr₂O₃	0.133	0.129	0.130	0.126	0.139	0.179	0.116	0.145	0.143	0.119	0.098	0.158
Fe₂O₃	66.842	66.856	65.679	66.564	65.890	64.917	65.035	65.184	65.546	66.435	66.686	66.757
FeO	30.661	30.956	30.871	30.683	31.254	31.148	31.096	31.185	31.121	30.772	30.817	30.772
MnO	0.822	0.726	0.970	0.853	0.809	1.068	1.103	0.837	0.994	0.815	0.830	0.804
MgO	0.045	0.022	0.058	0.020	0.033	0.027	0.038	0.041	0.043	0.006	0.030	0.035
ZnO	0.062	0.123	0.144	0.088	0.112	0.112	0.170	0.088	0.089	0.194	0.092	0.154
Total	99.443	99.795	99.292	99.282	99.690	99.237	99.342	99.094	99.509	99.392	99.553	99.646

Número de íons na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.023	0.027	0.039	0.026	0.040	0.049	0.049	0.044	0.043	0.029	0.028	0.026
Al	0.004	0.003	0.005	0.002	0.004	0.005	0.004	0.005	0.004	0.002	0.002	0.003
Cr	0.004	0.004	0.004	0.004	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004	0.003	0.005
Fe³⁺	1.946	1.940	1.914	1.942	1.913	1.892	1.894	1.903	1.905	1.936	1.940	1.940
Fe²⁺	0.992	0.998	1.000	0.995	1.008	1.009	1.006	1.012	1.005	0.996	0.996	0.994
Mn	0.027	0.024	0.032	0.028	0.026	0.035	0.036	0.027	0.033	0.027	0.027	0.026
Mg	0.003	0.001	0.003	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.000	0.002	0.002
Zn	0.002	0.004	0.004	0.003	0.003	0.003	0.005	0.003	0.003	0.006	0.003	0.004
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.02	0.03	0.04	0.03	0.04	0.05	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03

Amostra Referência Sector Tipo	URTITO (cont.)								
	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178
	b2_ox6	b2_ox7	b2_ox8	b2_ox9	b3_ox1	b3_ox2	b3_ox3	b3_ox4	b3_ox5
	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
TiO ₂	1.412	1.354	1.256	0.947	1.176	1.113	0.849	0.971	1.470
Al ₂ O ₃	0.067	0.075	0.059	0.142	0.087	0.054	0.017	0.027	0.109
Cr ₂ O ₃	0.106	0.114	0.143	0.120	0.107	0.127	0.133	0.149	0.156
Fe ₂ O ₃	65.849	65.664	66.178	66.328	66.256	66.199	66.700	66.195	65.576
FeO	31.197	31.044	30.883	30.279	30.784	30.745	30.870	30.660	31.108
MnO	0.929	0.907	1.078	0.656	1.088	1.034	0.719	0.791	1.008
MgO	0.018	0.034	0.030	0.426	0.070	0.020	n.d.	0.049	0.057
ZnO	0.107	0.071	0.131	n.d.	0.030	0.064	0.016	0.079	0.078
Total	99.684	99.263	99.758	98.898	99.598	99.357	99.304	98.921	99.561

Número de iões na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.041	0.039	0.036	0.028	0.034	0.032	0.025	0.028	0.043
Al	0.003	0.003	0.003	0.006	0.004	0.002	0.001	0.001	0.005
Cr	0.003	0.003	0.004	0.004	0.003	0.004	0.004	0.005	0.005
Fe ³⁺	1.912	1.914	1.920	1.935	1.924	1.929	1.946	1.937	1.905
Fe ²⁺	1.007	1.006	0.996	0.981	0.994	0.996	1.001	0.997	1.004
Mn	0.030	0.030	0.035	0.022	0.036	0.034	0.024	0.026	0.033
Mg	0.001	0.002	0.002	0.025	0.004	0.001	0.000	0.003	0.003
Zn	0.003	0.002	0.004	0.000	0.001	0.002	0.000	0.002	0.002
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.04	0.04	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.03	0.04

Amostra Referência Sector Tipo	ROCHAS MÁFICAS											
	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-32	CY-61	CY-61
	b1_ox1	b1_ox2	b1_ox3	b1_ox4	b1_ox5	b1_ox6	b1_ox6	b1_ox6	b1_ox7	b1_ox8	b2_ox3	b2_ox3
	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo
TiO ₂	15.115	15.707	13.985	15.815	15.311	15.151	15.254	15.500	16.241	16.940	16.907	14.437
Al ₂ O ₃	5.164	4.686	5.637	4.987	5.658	5.662	5.558	5.408	4.090	2.285	3.237	3.966
Cr ₂ O ₃	0.198	0.247	3.337	0.231	0.687	0.902	1.098	0.448	0.172	0.101	0.555	1.231
Fe ₂ O ₃	37.860	35.579	35.418	35.659	36.559	36.529	36.455	35.824	34.825	33.371	32.557	36.005
FeO	34.078	38.279	36.219	37.967	35.183	35.209	34.877	36.194	39.351	45.725	42.956	40.115
MnO	0.466	0.855	0.353	0.887	0.472	0.521	0.387	0.579	1.069	0.983	0.873	0.920
MgO	7.471	4.753	5.604	5.185	7.068	6.871	7.264	6.261	4.055	0.174	2.090	2.428
ZnO	0.101	0.072	0.086	0.010	0.048	0.138	0.068	0.093	0.210	0.130	0.045	0.194
Total	100.453	100.178	100.639	100.741	100.986	100.983	100.961	100.306	100.014	99.709	99.220	99.296

Número de iões na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.396	0.421	0.369	0.420	0.399	0.395	0.397	0.409	0.439	0.478	0.469	0.399
Al	0.212	0.197	0.233	0.207	0.231	0.231	0.227	0.224	0.173	0.101	0.141	0.172
Cr	0.005	0.007	0.093	0.006	0.019	0.025	0.030	0.012	0.005	0.003	0.016	0.036
Fe ³⁺	0.991	0.954	0.936	0.947	0.953	0.953	0.949	0.946	0.943	0.941	0.904	0.995
Fe ²⁺	0.992	1.141	1.063	1.120	1.019	1.021	1.009	1.062	1.184	1.433	1.326	1.232
Mn	0.014	0.026	0.010	0.027	0.014	0.015	0.011	0.017	0.033	0.031	0.027	0.029
Mg	0.388	0.253	0.293	0.273	0.365	0.355	0.375	0.327	0.217	0.010	0.115	0.133
Zn	0.003	0.002	0.002	0.000	0.001	0.004	0.002	0.002	0.006	0.004	0.001	0.005
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.40	0.42	0.37	0.42	0.40	0.40	0.40	0.41	0.44	0.48	0.47	0.40

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99
Referência	b2_ox3	b2_ox4	b2_ox4	b2_ox5	b2_ox5	b1_ox1	b1_ox2	b1_ox3	b1_ox4	b1_ox4	b1_ox4	b1_ox5
Sector	bordo	bordo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo
Tipo	in px1	in px1	in px1	MF	MF	M	M	M	M	M	M	M
TiO₂	15.304	15.143	15.338	17.172	13.288	22.722	22.814	22.816	22.040	22.124	22.212	22.286
Al₂O₃	4.917	5.690	5.780	2.672	2.791	0.390	0.394	0.099	0.657	0.629	0.601	0.727
Cr₂O₃	1.297	1.306	1.247	1.147	0.968	0.222	0.192	0.190	0.725	1.190	0.968	0.409
Fe₂O₃	33.106	36.270	35.821	33.073	39.359	26.496	26.169	25.577	26.378	26.610	26.526	26.975
FeO	40.857	33.975	34.161	44.125	39.952	45.257	45.387	48.253	44.902	45.410	45.374	45.061
MnO	1.181	0.353	0.354	0.979	0.981	1.179	1.142	1.207	1.113	1.036	1.041	1.096
MgO	2.454	7.719	7.770	1.700	1.654	3.702	3.665	1.759	3.452	3.470	3.500	3.734
ZnO	0.086	0.106	n.d.	0.055	0.161	0.141	0.119	0.113	0.156	0.149	0.119	0.119
Total	99.202	100.562	100.471	100.923	99.154	100.110	99.882	100.014	99.423	100.618	100.341	100.407

Número de íões na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.420	0.394	0.399	0.472	0.373	0.624	0.628	0.638	0.610	0.605	0.609	0.610
Al	0.212	0.232	0.236	0.115	0.123	0.017	0.017	0.004	0.028	0.027	0.026	0.031
Cr	0.037	0.036	0.034	0.033	0.029	0.006	0.006	0.006	0.021	0.034	0.028	0.012
Fe³⁺	0.910	0.944	0.932	0.909	1.104	0.728	0.721	0.715	0.730	0.728	0.728	0.738
Fe²⁺	1.248	0.983	0.988	1.347	1.245	1.382	1.390	1.499	1.382	1.381	1.384	1.370
Mn	0.037	0.010	0.010	0.030	0.031	0.036	0.035	0.038	0.035	0.032	0.032	0.034
Mg	0.134	0.398	0.401	0.093	0.092	0.202	0.200	0.097	0.189	0.188	0.190	0.202
Zn	0.002	0.003	0.000	0.001	0.004	0.004	0.003	0.003	0.004	0.004	0.003	0.003
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.42	0.39	0.40	0.47	0.37	0.62	0.63	0.64	0.61	0.61	0.61	0.61

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99	CY-99
Referência	b1_ox6	b1_ox7	b1_ox8	b1_ox9	b2_ox1	b2_ox3	b2_ox5	b2_ox7	b2_ox8	b2_ox9	b2_ox10	b2_ox11
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo
Tipo	in ol1	in ol1	M	M	in ol2	M	M	M	M	M	M	MF
TiO₂	21.397	21.748	22.232	20.765	18.223	21.591	21.807	21.917	24.244	21.034	23.448	21.558
Al₂O₃	0.735	0.479	0.515	0.639	1.455	0.716	0.625	0.601	0.153	1.186	0.082	0.635
Cr₂O₃	1.124	0.176	0.255	1.710	5.089	0.422	2.442	2.145	0.236	1.186	0.404	2.294
Fe₂O₃	28.022	27.502	27.181	28.391	30.167	28.920	26.287	26.334	22.196	28.844	25.126	26.947
FeO	43.351	44.692	44.531	42.998	39.106	42.586	45.261	45.292	48.179	42.978	49.025	45.121
MnO	0.944	1.121	1.165	0.927	0.354	1.013	0.958	0.962	1.327	0.934	1.223	0.896
MgO	4.333	3.337	3.821	4.179	5.700	4.973	3.515	3.521	2.352	4.590	1.909	3.550
ZnO	0.132	0.159	0.208	n.d.	0.181	0.089	0.174	0.192	0.116	0.119	0.076	0.090
Total	100.038	99.214	99.908	99.609	100.274	100.311	101.069	100.964	98.802	100.871	101.293	101.091

Número de íões na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.585	0.605	0.611	0.571	0.491	0.586	0.594	0.597	0.681	0.568	0.646	0.587
Al	0.031	0.021	0.022	0.028	0.061	0.030	0.027	0.026	0.007	0.050	0.004	0.027
Cr	0.032	0.005	0.007	0.049	0.144	0.012	0.070	0.061	0.007	0.034	0.012	0.066
Fe³⁺	0.766	0.765	0.748	0.781	0.813	0.785	0.716	0.718	0.624	0.780	0.693	0.734
Fe²⁺	1.318	1.381	1.361	1.315	1.171	1.285	1.370	1.373	1.505	1.291	1.502	1.365
Mn	0.029	0.035	0.036	0.029	0.011	0.031	0.029	0.030	0.042	0.028	0.038	0.027
Mg	0.235	0.184	0.208	0.228	0.304	0.268	0.190	0.190	0.131	0.246	0.104	0.191
Zn	0.004	0.004	0.006	0.000	0.005	0.002	0.005	0.005	0.003	0.003	0.002	0.002
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.58	0.60	0.61	0.57	0.49	0.59	0.59	0.60	0.68	0.57	0.65	0.59

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-99	CY-99	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247
Referência	b2_ox11	b2_ox11	b1_ox4	b1_ox5	b1_ox6	b1_ox6	b1_ox6	b1_ox7	b1_ox7	b1_ox7	b1_ox8	b1_ox8
Sector	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	MF	MF	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
TiO₂	21.280	21.974	16.933	17.286	17.101	16.843	16.896	16.832	13.421	16.696	16.944	17.231
Al₂O₃	0.618	0.552	2.205	2.333	2.298	2.393	2.346	2.406	2.887	2.369	2.324	2.365
Cr₂O₃	3.042	1.502	0.297	0.313	0.722	1.230	0.804	1.458	9.926	1.448	0.492	0.672
Fe₂O₃	26.449	26.479	37.775	37.608	37.217	37.378	37.272	36.696	34.281	37.445	37.128	37.130
FeO	44.828	45.288	35.493	35.316	35.108	34.953	34.954	35.099	32.602	34.625	34.863	35.108
MnO	0.792	0.969	0.871	0.804	0.810	0.762	0.764	0.698	n.d.	0.737	0.817	0.827
MgO	3.559	3.518	7.087	7.673	7.581	7.619	7.556	7.430	7.623	7.753	7.423	7.682
ZnO	0.090	n.d.	0.161	n.d.	0.029	0.087	n.d.	0.139	0.116	0.049	0.150	0.053
Total	100.657	100.282	100.822	101.333	100.866	101.265	100.591	100.758	100.856	101.122	100.140	101.068

Número de iões na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.582	0.603	0.449	0.454	0.451	0.443	0.447	0.445	0.353	0.439	0.451	0.453
Al	0.026	0.024	0.092	0.096	0.095	0.099	0.097	0.100	0.119	0.098	0.097	0.097
Cr	0.087	0.043	0.008	0.009	0.020	0.034	0.022	0.041	0.274	0.040	0.014	0.019
Fe³⁺	0.723	0.727	1.002	0.988	0.982	0.982	0.986	0.970	0.901	0.985	0.988	0.977
Fe²⁺	1.362	1.382	1.046	1.031	1.030	1.021	1.028	1.031	0.953	1.012	1.031	1.027
Mn	0.024	0.030	0.026	0.024	0.024	0.023	0.023	0.021	0.000	0.022	0.024	0.024
Mg	0.193	0.191	0.372	0.399	0.396	0.397	0.396	0.389	0.397	0.404	0.391	0.401
Zn	0.002	0.000	0.004	0.000	0.001	0.002	0.000	0.004	0.003	0.001	0.004	0.001
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.58	0.60	0.45	0.45	0.45	0.44	0.45	0.44	0.35	0.44	0.45	0.45

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247	CY-247
Referência	b1_ox9	b2_ox1	b2_ox1	b2_ox1	b2_ox2	b2_ox2	b2_ox2	b2_ox3	b2_ox3	b2_ox4	b2_ox4	b2_ox4
Sector	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo
Tipo	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
TiO₂	16.962	16.604	16.467	16.786	17.083	17.272	17.109	16.713	16.559	16.905	16.552	16.958
Al₂O₃	2.317	2.354	2.454	2.452	2.307	2.295	3.184	2.339	2.391	2.341	2.464	2.302
Cr₂O₃	0.288	1.189	2.208	0.908	0.346	0.405	0.306	0.788	1.794	0.529	2.094	0.811
Fe₂O₃	37.724	37.099	36.752	37.544	37.294	37.318	35.120	37.292	36.556	37.928	36.790	36.744
FeO	35.470	34.543	34.785	34.465	34.989	35.012	34.705	34.535	34.474	34.515	34.495	34.704
MnO	0.981	0.687	0.652	0.771	0.863	0.848	0.790	0.801	0.651	0.798	0.678	0.775
MgO	7.108	7.510	7.565	7.817	7.487	7.716	7.489	7.558	7.562	7.835	7.722	7.564
ZnO	0.136	0.175	n.d.	0.073	0.101	0.050	0.126	0.051	0.175	0.096	0.121	0.080
Total	100.987	100.161	100.883	100.816	100.470	100.916	98.829	100.077	100.163	100.946	100.916	99.937

Número de iões na base de 4 oxigénios, normalizado para 3 catiões

Ti	0.449	0.441	0.434	0.442	0.453	0.455	0.458	0.444	0.440	0.445	0.436	0.451
Al	0.096	0.098	0.101	0.101	0.096	0.095	0.134	0.097	0.099	0.097	0.102	0.096
Cr	0.008	0.033	0.061	0.025	0.010	0.011	0.009	0.022	0.050	0.015	0.058	0.023
Fe³⁺	0.998	0.986	0.969	0.989	0.989	0.984	0.941	0.992	0.971	0.999	0.969	0.979
Fe²⁺	1.043	1.021	1.020	1.009	1.031	1.026	1.034	1.021	1.018	1.010	1.010	1.027
Mn	0.029	0.021	0.019	0.023	0.026	0.025	0.024	0.024	0.019	0.024	0.020	0.023
Mg	0.373	0.396	0.395	0.408	0.393	0.403	0.398	0.398	0.398	0.409	0.403	0.399
Zn	0.004	0.005	0.000	0.002	0.003	0.001	0.003	0.001	0.005	0.002	0.003	0.002
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
Usp	0.45	0.44	0.43	0.44	0.45	0.46	0.46	0.44	0.44	0.44	0.44	0.45

IV.2.4. Anfíbola

Amostra Referência Sector Tipo	ROCHAS MÁFICAS											
	CY-165	CY-165	CY-165	CY-165	CY-165	CY-165	CY-165	CY-165	CY-165	CY-165	CY-165	CY-165
	b1_anf1	b1_anf2	b1_anf3	b2_anf1	b2_anf2	b2_anf3	b3_anf1	b3_anf2	b3_anf3	b4_anf1	b4_anf2	b4_anf3
	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo

SiO ₂	42.079	42.096	41.303	42.347	41.390	41.905	41.509	41.748	42.597	40.094	40.184	40.136
TiO ₂	4.939	4.930	5.144	5.043	5.043	5.054	4.991	4.928	5.014	5.159	5.035	4.956
Al ₂ O ₃	12.158	12.342	12.555	12.340	12.551	12.393	12.410	12.407	12.228	12.414	12.423	12.064
Fe ₂ O ₃	n.d.	0.025	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.055	0.058
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	8.930	8.834	8.966	9.047	9.159	9.245	9.647	8.963	8.825	9.256	9.067	9.325
MgO	0.103	0.091	0.047	0.096	0.090	0.033	0.053	0.103	0.118	0.109	0.085	0.119
CaO	13.702	13.654	13.609	13.731	13.581	13.585	12.901	13.253	12.946	13.431	13.745	13.709
K ₂ O	12.194	12.176	12.289	12.332	12.194	12.159	11.992	11.876	11.707	12.233	12.098	12.179
Na ₂ O	1.958	1.958	1.998	1.925	1.994	1.967	1.998	1.911	1.898	1.956	1.957	1.912
Cr ₂ O ₃	2.068	2.043	2.070	2.019	2.024	2.101	1.766	1.818	1.817	2.006	1.962	2.044
Total	98.131	98.149	97.981	98.880	98.026	98.442	97.267	97.007	97.150	96.658	96.611	96.502

Número de iões na base de 23 oxigénios e normalização para 13 catiões (13eCNK)

Si	6.209	6.205	6.116	6.199	6.117	6.168	6.186	6.209	6.324	6.029	6.018	6.035
Al ^{IV}	1.791	1.795	1.884	1.801	1.883	1.832	1.814	1.791	1.676	1.971	1.982	1.965
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.323	0.350	0.307	0.329	0.304	0.318	0.365	0.383	0.464	0.228	0.211	0.172
Ti	0.548	0.547	0.573	0.555	0.561	0.559	0.559	0.551	0.560	0.583	0.567	0.560
Fe ^{3+VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.007
Mg	3.014	3.001	3.004	2.997	2.993	2.981	2.866	2.938	2.866	3.011	3.069	3.073
Fe ²⁺	1.102	1.089	1.110	1.107	1.132	1.138	1.202	1.115	1.096	1.164	1.136	1.172
Mn	0.013	0.011	0.006	0.012	0.011	0.004	0.007	0.013	0.015	0.014	0.011	0.015
Soma C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.928	1.923	1.949	1.934	1.931	1.917	1.915	1.892	1.862	1.971	1.941	1.962
Na	0.072	0.077	0.051	0.066	0.069	0.083	0.085	0.108	0.138	0.029	0.059	0.038
Soma B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.519	0.507	0.544	0.507	0.511	0.517	0.425	0.416	0.385	0.555	0.511	0.558
K	0.369	0.368	0.377	0.359	0.376	0.369	0.380	0.363	0.359	0.375	0.374	0.367
Soma A	0.888	0.875	0.921	0.867	0.887	0.886	0.805	0.779	0.745	0.930	0.885	0.924
Mg#	73.2	73.4	73.0	73.0	72.6	72.4	70.5	72.5	72.3	72.1	73.0	72.4

Classificação segundo Leake et al. (1997)

Grupo	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
Anfíbola	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.

Ca = cálcica; **Caers.** = Caersutite; **Mg-hast.** = Magnésio-hastingsite; **Parg.** = Pargasite $Mg\# = [Mg^{2+} / (Mg^{2+} + Fe^{2+})] * 100$

n.d. = Abaixo do limite de detecção

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166
Referência	b1_anf1	b1_anf2	b1_anf3	b1_anf4	b1_anf5	b1_anf6	b1_anf7	b1_anf8	b1_anf9	b1_anf10	b1_anf11	b1_anf12
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	41.699	41.885	41.354	41.854	41.306	41.189	43.313	42.266	42.049	41.947	42.975	42.413
TiO ₂	5.932	5.962	6.053	6.063	6.164	6.236	4.848	5.650	5.252	5.487	4.975	5.381
Al ₂ O ₃	12.045	11.779	11.977	11.866	12.304	12.363	10.936	11.669	11.486	11.844	11.303	11.732
Fe ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.020	0.047	0.100	0.007	0.095	0.057	0.092
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	10.081	9.803	9.872	9.729	9.721	9.812	9.692	8.964	10.285	9.104	10.453	9.395
MgO	0.151	0.114	0.151	0.131	0.165	0.167	0.187	0.102	0.165	0.139	0.153	0.147
CaO	12.370	12.835	12.943	12.852	12.829	13.024	13.849	13.621	13.119	13.649	12.970	13.720
K ₂ O	12.276	12.428	12.487	12.436	12.465	12.481	12.249	12.409	12.256	12.337	12.003	12.243
Na ₂ O	0.725	0.702	0.735	0.712	0.731	0.711	0.788	0.804	0.838	0.860	0.850	0.788
Cr ₂ O ₃	2.271	2.257	2.271	2.224	2.273	2.248	2.304	2.342	2.240	2.130	2.155	2.276
Total	97.550	97.765	97.843	97.867	97.958	98.251	98.213	97.927	97.697	97.592	97.894	98.187
Número de íões na base de 23 oxigénios e normalização para 13 catiões (13cCNK)												
Si	6.206	6.210	6.130	6.197	6.113	6.069	6.341	6.227	6.223	6.184	6.328	6.210
Al ^{IV}	1.794	1.790	1.870	1.803	1.887	1.931	1.659	1.773	1.777	1.816	1.672	1.790
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.318	0.268	0.222	0.267	0.259	0.216	0.228	0.253	0.227	0.241	0.289	0.234
Ti	0.664	0.665	0.675	0.675	0.686	0.691	0.534	0.626	0.585	0.608	0.551	0.593
Fe ^{3+VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.005	0.012	0.001	0.011	0.007	0.011
Mg	2.744	2.837	2.860	2.837	2.831	2.861	3.023	2.992	2.895	3.000	2.847	2.995
Fe ²⁺	1.254	1.215	1.224	1.204	1.203	1.209	1.187	1.104	1.273	1.122	1.287	1.150
Mn	0.019	0.014	0.019	0.016	0.021	0.021	0.023	0.013	0.021	0.017	0.019	0.018
Soma C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.957	1.974	1.983	1.973	1.976	1.970	1.921	1.959	1.943	1.948	1.893	1.920
Na	0.043	0.026	0.017	0.027	0.024	0.030	0.079	0.041	0.057	0.052	0.107	0.080
Soma B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.612	0.623	0.636	0.611	0.629	0.612	0.575	0.628	0.586	0.557	0.509	0.566
K	0.138	0.133	0.139	0.134	0.138	0.134	0.147	0.151	0.158	0.162	0.160	0.147
Soma A	0.750	0.756	0.775	0.745	0.767	0.746	0.722	0.779	0.744	0.719	0.668	0.713
Mg#	68.6	70.0	70.0	70.2	70.2	70.3	71.8	73.0	69.5	72.8	68.9	72.3
Classificação segundo Leake et al. (1997)												
Grupo	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
Anfibola	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.

Amostra	ROCHAS MÁFICAS (cont.)								
	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166	CY-166
Referência	b2_anf1	b2_anf2	b2_anf3	b3_anf1	b3_anf2	b3_anf3	b3_anf4	b3_anf5	b3_anf6
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO₂	40.041	40.937	40.146	41.281	41.107	41.135	41.170	41.592	41.408
TiO₂	6.222	6.168	6.269	5.757	5.868	5.882	6.197	5.715	6.090
Al₂O₃	12.304	12.176	12.264	11.965	12.055	12.127	12.146	11.923	11.909
Fe₂O₃	n.d.	0.079	n.d.	n.d.	0.084	0.039	n.d.	0.012	0.037
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	10.296	9.550	10.207	11.630	11.612	11.963	10.360	10.028	10.127
MgO	0.166	0.148	0.163	0.185	0.189	0.210	0.145	0.155	0.189
CaO	12.459	12.840	12.389	11.582	11.519	11.268	12.248	12.837	12.402
K₂O	12.596	12.686	12.459	12.395	12.324	12.312	12.433	12.454	12.493
Na₂O	1.351	1.337	1.345	1.392	1.368	1.415	1.273	1.435	1.338
Cr₂O₃	2.381	2.432	2.375	2.205	2.199	2.121	2.209	2.138	2.173
Total	97.816	98.353	97.617	98.392	98.325	98.472	98.181	98.289	98.166
Número de íons na base de 23 oxigénios e normalização para 13 catiões (13cCNK)									
Si	6.015	6.100	6.037	6.178	6.154	6.156	6.138	6.172	6.175
Al^{IV}	1.985	1.900	1.963	1.822	1.846	1.844	1.862	1.828	1.825
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al^{VI}	0.193	0.238	0.210	0.289	0.281	0.295	0.273	0.257	0.268
Ti	0.703	0.691	0.709	0.648	0.661	0.662	0.695	0.638	0.683
Fe^{3+VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.009	0.000	0.000	0.010	0.005	0.000	0.001	0.004
Mg	2.790	2.852	2.777	2.584	2.571	2.514	2.722	2.840	2.757
Fe²⁺	1.293	1.190	1.283	1.455	1.454	1.497	1.292	1.244	1.263
Mn	0.021	0.019	0.021	0.023	0.024	0.027	0.018	0.019	0.024
Soma C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	2.027	2.025	2.007	1.987	1.977	1.974	1.986	1.980	1.996
Na	0.000	0.000	0.000	0.013	0.023	0.026	0.014	0.020	0.004
Soma B	2.027	2.025	2.007	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na	0.693	0.703	0.692	0.627	0.615	0.590	0.624	0.595	0.624
K	0.259	0.254	0.258	0.266	0.261	0.270	0.242	0.272	0.255
Soma A	0.952	0.957	0.950	0.893	0.876	0.860	0.867	0.867	0.879
Mg#	68.3	70.6	68.4	64.0	63.9	62.7	67.8	69.5	68.6
Classificação segundo Leake et al. (1997)									
Grupo	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
Anfibola	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.

CLINOPIROXENITOS												
Amostra	CY-55	CY-55	CY-55	CY-245	CY-245	CY-245	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55
Referência	b1_anf1	b3_anf5	b6_anf16	b1_anf19	b1_anf19	b4_anf28	b2_anf3	b4_anf8	b4_anf9	b1_anf1	b1_anf1	b1_anf2
Sector	núcleo	núcleo	9*	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	bordo	1*
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	39.179	39.542	39.676	39.207	39.073	39.502	40.131	39.836	38.860	40.794	39.896	40.026
TiO ₂	4.622	4.766	4.559	4.453	4.471	4.541	3.082	3.172	4.261	4.060	4.245	3.964
Al ₂ O ₃	12.420	12.437	12.279	12.707	12.790	12.813	11.989	12.026	12.476	11.796	12.393	11.968
Fe ₂ O ₃	0.047	0.020	0.017	n.d.	n.d.	n.d.	0.054	0.034	0.015	n.d.	n.d.	0.015
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.934	1.597	0.610	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	10.859	10.596	10.622	10.596	10.634	10.121	10.407	9.610	10.606	11.346	11.002	11.162
MgO	0.167	0.116	0.154	0.121	0.081	0.104	0.117	0.148	0.205	0.106	0.170	0.151
CaO	13.406	13.529	13.655	13.621	13.592	13.865	14.077	14.293	13.582	13.508	13.596	13.567
K ₂ O	12.366	12.487	12.395	12.732	12.731	12.719	12.568	12.670	12.515	12.270	12.407	12.338
Na ₂ O	1.748	1.790	1.772	1.865	1.843	1.920	1.239	1.448	1.762	1.606	1.749	1.766
Cr ₂ O ₃	2.566	2.614	2.639	2.280	2.350	2.325	2.958	2.656	2.453	2.682	2.579	2.551
Total	97.380	97.897	97.768	97.582	97.565	97.910	97.556	97.490	97.345	98.168	98.037	97.508
Número de íões na base de 23 oxigênios e normalização para 13 catiões (13cCNK)												
Si	5.886	5.914	5.931	5.872	5.856	5.886	5.989	5.946	5.838	6.063	5.941	5.994
Al ^{IV}	2.114	2.086	2.069	2.128	2.144	2.114	2.011	2.054	2.162	1.937	2.059	2.006
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.084	0.105	0.095	0.115	0.116	0.137	0.098	0.062	0.047	0.130	0.115	0.106
Ti	0.522	0.536	0.513	0.502	0.504	0.509	0.346	0.356	0.481	0.454	0.475	0.446
Fe ^{3+VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.105	0.179	0.069	0.000	0.000	0.000
Cr	0.006	0.002	0.002	0.000	0.000	0.000	0.006	0.004	0.002	0.000	0.000	0.002
Mg	3.002	3.016	3.043	3.041	3.037	3.080	3.132	3.181	3.042	2.993	3.018	3.029
Fe ²⁺	1.364	1.325	1.328	1.327	1.333	1.261	1.299	1.199	1.332	1.410	1.370	1.398
Mn	0.021	0.015	0.019	0.015	0.010	0.013	0.015	0.019	0.026	0.013	0.021	0.019
Soma C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.990	2.001	1.985	2.043	2.044	2.031	2.009	2.026	2.014	1.954	1.979	1.979
Na	0.010	0.000	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.046	0.021	0.021
Soma B	2.000	2.001	2.000	2.043	2.044	2.031	2.009	2.026	2.014	2.000	2.000	2.000
Na	0.738	0.758	0.750	0.662	0.683	0.672	0.856	0.769	0.714	0.727	0.724	0.720
K	0.335	0.341	0.338	0.356	0.352	0.365	0.236	0.276	0.338	0.304	0.332	0.337
Soma A	1.072	1.099	1.088	1.018	1.035	1.037	1.092	1.044	1.052	1.031	1.056	1.057
Mg#	68.8	69.5	69.6	69.6	69.5	71.0	70.7	72.6	69.5	68.0	68.8	68.4
Classificação segundo Leake et al. (1997)												
Grupo	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
Anfibola	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Caers.	Mg-hast.	Mg-hast.	Mg-hast.	Parg.	Parg.	Parg.

CLINOPIROXENITOS (cont.)												
Amostra	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55
Referência	b1_anf2	b1_anf2	b1_anf2	b2_anf3	b2_anf3	b3_anf4	b3_anf6	b4_anf10	b4_anf10	b5_anf11	b5_anf11	b5_anf11
Sector	2*	3*	4*	bordo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo a	núcleo b	bordo	núcleo	bordo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	40.287	40.576	40.283	39.747	39.977	39.742	39.970	39.514	40.064	39.807	40.487	40.150
TiO ₂	4.104	3.662	3.450	3.238	3.385	4.341	4.393	3.783	3.783	4.244	3.900	4.023
Al ₂ O ₃	12.025	11.927	11.715	11.926	12.250	12.191	12.167	12.460	12.000	12.308	12.161	12.243
Fe ₂ O ₃	0.027	0.022	n.d.	n.d.	0.012	0.037	n.d.	0.027	n.d.	0.046	0.020	n.d.
FeO	n.d.	n.d.	0.640	0.238	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.283	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	11.013	11.254	10.633	11.076	11.294	11.054	10.867	11.020	10.741	11.170	11.002	10.811
MgO	0.152	0.122	0.159	0.147	0.164	0.190	0.171	0.118	0.107	0.189	0.132	0.147
CaO	13.511	13.717	13.872	13.814	13.617	13.400	13.552	13.519	13.940	13.458	13.645	13.778
K ₂ O	12.496	12.535	12.364	12.606	12.568	12.356	12.504	12.487	12.551	12.392	12.399	12.527
Na ₂ O	1.814	1.719	1.410	1.509	1.690	1.825	1.793	1.934	1.778	1.849	1.793	1.846
Cr ₂ O ₃	2.466	2.521	2.742	2.777	2.627	2.568	2.651	2.375	2.421	2.509	2.535	2.499
Total	97.895	98.055	97.268	97.078	97.584	97.704	98.068	97.237	97.667	97.972	98.074	98.024
Número de iões na base de 23 oxigénios e normalização para 13 catiões (13eCNK)												
Si	6.017	6.038	6.028	5.981	5.984	5.953	5.969	5.936	5.978	5.941	6.021	5.978
Al ^{IV}	1.983	1.962	1.972	2.019	2.016	2.047	2.031	2.064	2.022	2.059	1.979	2.022
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.133	0.129	0.094	0.096	0.145	0.105	0.111	0.142	0.089	0.106	0.152	0.127
Ti	0.461	0.410	0.388	0.366	0.381	0.489	0.493	0.427	0.425	0.476	0.436	0.451
Fe ^{3+VI}	0.000	0.000	0.072	0.027	0.000	0.000	0.000	0.000	0.032	0.000	0.000	0.000
Cr	0.003	0.003	0.000	0.000	0.001	0.004	0.000	0.003	0.000	0.005	0.002	0.000
Mg	3.008	3.043	3.095	3.099	3.039	2.992	3.017	3.028	3.101	2.994	3.025	3.058
Fe ²⁺	1.375	1.400	1.331	1.394	1.414	1.385	1.357	1.384	1.340	1.394	1.368	1.346
Mn	0.019	0.015	0.020	0.019	0.021	0.024	0.022	0.015	0.014	0.024	0.017	0.019
Soma C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.999	1.998	1.982	2.032	2.015	1.983	2.001	2.010	2.006	1.981	1.975	1.998
Na	0.001	0.002	0.018	0.000	0.000	0.017	0.000	0.000	0.000	0.019	0.025	0.002
Soma B	2.000	2.000	2.000	2.032	2.015	2.000	2.001	2.010	2.006	2.000	2.000	2.000
Na	0.713	0.725	0.778	0.810	0.762	0.729	0.768	0.692	0.700	0.707	0.706	0.720
K	0.346	0.326	0.269	0.290	0.323	0.349	0.342	0.371	0.338	0.352	0.340	0.351
Soma A	1.059	1.052	1.047	1.100	1.085	1.077	1.109	1.062	1.039	1.059	1.046	1.070
Mg#	68.6	68.5	69.9	69.0	68.2	68.4	69.0	68.6	69.8	68.2	68.9	69.4
Classificação segundo Leake et al. (1997)												
Grupo	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
Anfibola	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.

CLINOPIROXENITOS (cont.)												
Amostra	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55
Referência	b5_anfl2	b5_anfl2	b5_anfl2	b5_anfl3	b5_anfl3	b5_anfl3	b5_anfl4	b5_anfl5	b6_anfl6	b6_anfl6	b6_anfl6	b6_anfl6
Sector	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	1*	2*	3*	4*
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	39.822	39.885	40.254	40.038	39.989	39.990	40.027	40.020	39.443	39.756	40.014	39.197
TiO ₂	4.364	4.057	3.840	3.537	3.834	3.983	4.458	4.431	4.042	3.801	3.772	4.004
Al ₂ O ₃	12.559	12.241	12.357	12.810	12.340	12.401	12.511	12.534	12.461	12.021	12.383	12.753
Fe ₂ O ₃	0.017	0.059	0.012	n.d.	0.020	0.056	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.017	n.d.
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	0.232	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.037	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	10.861	11.002	10.942	10.265	10.892	11.220	10.742	10.686	11.046	11.022	10.801	10.902
MgO	0.190	0.164	0.195	0.161	0.155	0.141	0.123	0.133	0.151	0.160	0.173	0.126
CaO	13.467	13.526	13.664	14.121	13.285	13.543	13.431	13.391	13.618	13.857	13.704	13.533
K ₂ O	12.477	12.480	12.571	12.534	13.016	12.442	12.481	12.501	12.420	12.577	12.464	12.461
Na ₂ O	1.761	1.833	1.692	1.744	1.858	1.824	1.711	1.747	1.898	1.882	1.877	1.924
Cr ₂ O ₃	2.625	2.516	2.657	2.702	2.511	2.551	2.652	2.611	2.539	2.505	2.469	2.427
Total	98.143	97.763	98.184	98.144	97.900	98.151	98.136	98.054	97.655	97.581	97.674	97.327
Número de iões na base de 23 oxigénios e normalização para 13 catiões (13cCNK)												
Si	5.934	5.966	5.987	5.932	6.012	5.953	5.965	5.971	5.903	5.955	5.975	5.882
Al ^{IV}	2.066	2.034	2.013	2.068	1.988	2.047	2.035	2.029	2.097	2.045	2.025	2.118
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.140	0.124	0.154	0.169	0.198	0.128	0.162	0.174	0.101	0.077	0.154	0.137
Ti	0.489	0.456	0.430	0.394	0.434	0.446	0.500	0.497	0.455	0.428	0.424	0.452
Fe ^{3+VI}	0.000	0.000	0.000	0.026	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000
Cr	0.002	0.007	0.001	0.000	0.002	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Mg	2.992	3.016	3.030	3.119	2.977	3.005	2.984	2.978	3.038	3.094	3.050	3.027
Fe ²⁺	1.353	1.376	1.361	1.272	1.369	1.397	1.339	1.333	1.382	1.380	1.349	1.368
Mn	0.024	0.021	0.025	0.020	0.020	0.018	0.016	0.017	0.019	0.020	0.022	0.016
Soma C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.992	2.000	2.003	1.990	2.096	1.984	1.993	1.998	1.991	2.018	1.994	2.003
Na	0.008	0.000	0.000	0.010	0.000	0.016	0.007	0.002	0.009	0.000	0.006	0.000
Soma B	2.000	2.000	2.003	2.000	2.096	2.000	2.000	2.000	2.000	2.018	2.000	2.003
Na	0.750	0.729	0.766	0.766	0.732	0.720	0.759	0.753	0.728	0.727	0.708	0.706
K	0.335	0.350	0.321	0.330	0.356	0.346	0.325	0.332	0.362	0.360	0.357	0.368
Soma A	1.085	1.079	1.087	1.095	1.088	1.067	1.084	1.086	1.090	1.087	1.066	1.074
Mg#	68.9	68.7	69.0	71.0	68.5	68.3	69.0	69.1	68.7	69.1	69.3	68.9
Classificação segundo Leake et al. (1997)												
Grupo	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
Anfibola	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.

CLINOPIROXENITOS (cont.)												
Amostra	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245
Referência	b6_anfl6	b6_anfl6	b6_anfl6	b6_anfl6	b6_anfl6	b6_anfl7	b6_anfl8	b1_anfl9	b1_anfl20	b1_anfl21	b1_anfl22	b2_anfl23
Sector	5*	6*	7*	8*	10*	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	39.208	39.737	39.679	39.266	39.491	39.147	40.560	39.341	39.227	39.249	39.280	38.771
TiO ₂	4.029	4.082	4.062	4.432	3.945	4.171	3.825	4.196	4.275	3.947	4.103	4.244
Al ₂ O ₃	12.533	12.410	12.574	12.514	12.261	12.367	12.051	12.689	12.783	12.848	12.912	12.760
Fe ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	0.042	0.061	n.d.	n.d.	0.037	n.d.	0.056	n.d.	n.d.
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.245	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.231	n.d.	0.335
MnO	10.888	10.697	10.712	10.690	10.828	10.855	10.758	10.637	10.314	10.156	10.787	10.454
MgO	0.164	0.142	0.157	0.163	0.162	0.176	0.130	0.072	0.100	0.104	0.099	0.061
CaO	13.572	13.720	13.667	13.603	13.864	13.840	13.766	13.779	13.858	13.996	13.518	13.843
K ₂ O	12.501	12.481	12.483	12.426	12.555	12.607	12.618	12.858	12.780	12.708	12.846	12.762
Na ₂ O	1.872	1.876	1.870	1.883	1.508	1.851	1.699	1.804	1.833	1.805	1.821	1.840
Cr ₂ O ₃	2.532	2.524	2.531	2.548	2.798	2.525	2.591	2.381	2.391	2.350	2.433	2.296
Total	97.299	97.669	97.735	97.567	97.719	97.540	97.998	97.794	97.561	97.450	97.799	97.366

Número de íons na base de 23 oxigénios e normalização para 13 catiões (13eCNK)

Si	5.894	5.941	5.928	5.885	5.901	5.869	6.042	5.880	5.870	5.863	5.880	5.815
Al ^{IV}	2.106	2.059	2.072	2.115	2.099	2.131	1.958	2.120	2.130	2.137	2.120	2.185
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.114	0.128	0.142	0.096	0.060	0.053	0.158	0.115	0.124	0.125	0.158	0.070
Ti	0.456	0.459	0.456	0.500	0.443	0.470	0.429	0.472	0.481	0.443	0.462	0.479
Fe ^{3+VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.028	0.000	0.000	0.000	0.000	0.026	0.000	0.038
Cr	0.000	0.000	0.000	0.005	0.007	0.000	0.000	0.004	0.000	0.007	0.000	0.000
Mg	3.041	3.058	3.044	3.039	3.088	3.093	3.057	3.070	3.091	3.117	3.017	3.095
Fe ²⁺	1.369	1.337	1.338	1.340	1.353	1.361	1.340	1.329	1.291	1.269	1.350	1.311
Mn	0.021	0.018	0.020	0.021	0.021	0.022	0.016	0.009	0.013	0.013	0.013	0.008
Soma C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	2.013	1.999	1.998	1.995	2.010	2.025	2.014	2.059	2.049	2.034	2.060	2.050
Na	0.000	0.001	0.002	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Soma B	2.013	2.000	2.000	2.000	2.010	2.025	2.014	2.059	2.049	2.034	2.060	2.050
Na	0.738	0.731	0.731	0.736	0.811	0.734	0.748	0.690	0.694	0.681	0.706	0.668
K	0.359	0.358	0.356	0.360	0.287	0.354	0.323	0.344	0.350	0.344	0.348	0.352
Soma A	1.097	1.088	1.087	1.096	1.098	1.088	1.071	1.034	1.044	1.025	1.054	1.020
Mg#	69.0	69.6	69.5	69.4	69.5	69.4	69.5	69.8	70.5	71.1	69.1	70.2

Classificação segundo Leake et al. (1997)

Grupo	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
Anfibola	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.

CLINOPIROXENITOS (cont.)											
Amostra	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245	CY-245
Referência	b2_anf24	b2_anf25	b2_anf26	b4_anf27	b4_anf29	b4_anf30	b6_anf31	b6_anf32	b6_anf33	b6_anf34	b6_anf35
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	39.407	38.939	38.462	39.499	39.489	41.145	39.664	39.726	39.061	39.378	39.730
TiO ₂	4.095	4.240	4.199	4.204	4.098	2.948	4.403	4.293	4.354	4.265	4.186
Al ₂ O ₃	12.650	12.760	12.815	12.734	12.671	11.862	12.771	12.674	12.878	12.523	12.665
Fe ₂ O ₃	n.d.	0.007	0.015	0.029	n.d.	0.042	0.017	0.032	0.027	n.d.	0.015
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	10.547	10.587	10.608	10.354	10.560	10.536	10.001	10.196	10.206	10.263	10.167
MgO	0.151	0.094	0.109	0.085	0.084	0.085	0.113	0.139	0.055	0.100	0.117
CaO	13.791	13.806	13.815	13.794	13.842	14.277	13.841	13.813	13.835	13.898	13.902
K ₂ O	12.942	12.806	12.858	12.613	12.670	12.717	12.460	12.552	12.678	12.620	12.542
Na ₂ O	1.765	1.784	1.744	1.871	1.896	1.487	1.860	1.881	1.765	1.820	1.725
Cr ₂ O ₃	2.427	2.364	2.418	2.347	2.392	2.771	2.303	2.343	2.378	2.378	2.436
Total	97.775	97.387	97.043	97.530	97.702	97.870	97.433	97.649	97.237	97.245	97.485
Número de íons na base de 23 oxigénios e normalização para 13 catiões (13eCNK)											
Si	5.895	5.840	5.794	5.903	5.898	6.110	5.918	5.926	5.854	5.902	5.927
Al ^{IV}	2.105	2.160	2.206	2.097	2.102	1.890	2.082	2.074	2.146	2.098	2.073
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.125	0.095	0.069	0.146	0.128	0.186	0.163	0.154	0.129	0.115	0.154
Ti	0.461	0.478	0.476	0.473	0.460	0.329	0.494	0.482	0.491	0.481	0.470
Fe ^{3+VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.001	0.002	0.003	0.000	0.005	0.002	0.004	0.003	0.000	0.002
Mg	3.076	3.087	3.103	3.073	3.082	3.161	3.079	3.072	3.091	3.106	3.092
Fe ²⁺	1.319	1.328	1.336	1.294	1.319	1.308	1.248	1.272	1.279	1.286	1.268
Mn	0.019	0.012	0.014	0.011	0.011	0.011	0.014	0.018	0.007	0.013	0.015
Soma C	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	2.074	2.057	2.075	2.019	2.027	2.023	1.992	2.006	2.036	2.027	2.004
Na	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000
Soma B	2.074	2.057	2.075	2.019	2.027	2.023	2.000	2.006	2.036	2.027	2.004
Na	0.704	0.687	0.706	0.680	0.693	0.798	0.658	0.678	0.691	0.691	0.705
K	0.337	0.341	0.335	0.357	0.361	0.282	0.354	0.358	0.337	0.348	0.328
Soma A	1.041	1.029	1.041	1.037	1.054	1.079	1.012	1.035	1.028	1.039	1.033
Mg#	70.0	69.9	69.9	70.4	70.0	70.7	71.2	70.7	70.7	70.7	70.9
Classificação segundo Leake et al. (1997)											
Grupo	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca	Ca
Anfibola	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.	Parg.

Amostra	IJOLITO s.s.		
	CY-228	CY-228	CY-228
Referência	b2_anfl	b2_anf3	b3_anfl
Sector	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---
SiO ₂	38.662	38.487	37.414
TiO ₂	1.546	1.480	1.563
Al ₂ O ₃	12.663	12.702	12.751
Fe ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0.030
FeO	3.018	3.322	3.380
MnO	13.235	13.158	12.953
MgO	0.457	0.464	0.463
CaO	11.008	10.900	10.974
K ₂ O	12.231	12.305	12.360
Na ₂ O	1.927	1.944	1.891
Cr ₂ O ₃	2.621	2.484	2.684
Total	97.367	97.246	96.463

[23 oxigénios/ normalização para 13 catiões]

Si	5.921	5.906	5.806
Al ^{IV}	2.079	2.094	2.194
Soma T	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.207	0.203	0.138
Ti	0.178	0.171	0.182
Fe ^{3+VI}	0.348	0.384	0.395
Cr	0.000	0.000	0.004
Mg	2.513	2.494	2.539
Fe ²⁺	1.695	1.688	1.681
Mn	0.059	0.060	0.061
Soma C	5.000	5.000	5.000
Mg	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	0.000	0.000	0.000
Mn	0.000	0.000	0.000
Ca	2.007	2.023	2.055
Na	0.000	0.000	0.000
Soma B	2.007	2.023	2.055
Na	0.778	0.739	0.808
K	0.376	0.381	0.374
Soma A	1.155	1.120	1.182
Mg#	59.7	59.6	60.2

Classificação segundo Leake et al. (1997)

Grupo	Ca	Ca	Ca
Anfibola	Mg-hast.	Mg-hast.	Mg-hast.

IV.2.5. Mica

Amostra	CLINOPIROXENITOS			MELTEIGITOS							
	CY-245	CY-245	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202
Referência	b4_mc1	b4_mc2	b1_mc1	b1_mc2	b1_mc3	b1_mc4	b1_mc6	b3_mc1	b3_mc2	b3_mc3	b3_mc4
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	38.762	38.517	36.586	36.274	36.181	36.786	36.487	36.755	36.473	36.710	36.095
TiO ₂	2.254	1.710	6.097	5.846	6.358	5.359	5.564	6.145	6.390	5.005	5.240
Al ₂ O ₃	14.335	13.968	15.079	14.741	14.330	14.785	15.253	14.394	14.732	15.565	15.134
Fe ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0.434	0.382	1.003	n.d.	0.186	1.038	1.186	n.d.	0.388
FeO	9.414	9.330	10.631	10.143	9.736	10.619	10.689	9.650	9.136	10.527	10.097
MnO	0.067	0.061	0.104	0.089	0.105	0.152	0.096	0.113	0.118	0.055	0.105
MgO	21.255	21.829	17.154	17.164	16.961	17.256	17.546	17.564	17.813	18.174	17.992
CaO	0.171	0.196	0.014	0.005	n.d.	0.012	n.d.	0.059	0.002	n.d.	0.008
K ₂ O	7.091	6.871	8.952	8.722	8.830	8.851	8.953	9.022	9.070	9.166	9.162
Na ₂ O	1.040	0.798	0.738	0.826	0.713	0.786	0.784	0.709	0.762	0.750	0.737
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	0.007	0.030	0.007	n.d.	0.005	0.060	0.005	0.037
BaO	0.451	0.370	0.157	0.274	0.326	0.026	0.161	0.084	0.291	0.100	0.076
F	0.060	0.303	0.364	0.281	0.156	0.447	0.607	0.479	0.533	0.500	0.536
Cl	0.007	0.001	0.043	0.054	0.034	0.044	0.020	0.039	0.041	0.032	0.043
O≡F	0.025	0.128	0.153	0.118	0.066	0.188	0.256	0.202	0.224	0.211	0.226
O≡Cl	0.002	0.000	0.010	0.012	0.008	0.010	0.005	0.009	0.009	0.007	0.010
Total corr.	94.880	93.826	96.191	94.677	94.689	94.932	96.087	95.845	96.373	96.371	95.415
Número de iões na base de 22 oxigénios											
Si	5.619	5.641	5.352	5.381	5.378	5.434	5.346	5.395	5.332	5.348	5.325
Al ^{IV}	2.381	2.359	2.600	2.577	2.510	2.566	2.634	2.490	2.538	2.652	2.631
Fe ^{3+IV}	0.000	0.000	0.048	0.043	0.112	0.000	0.021	0.115	0.130	0.000	0.043
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.068	0.052	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000
Ti	0.246	0.188	0.671	0.652	0.711	0.595	0.613	0.678	0.703	0.548	0.581
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.004	0.001	0.000	0.001	0.007	0.001	0.004
Fe ²⁺	1.141	1.143	1.301	1.258	1.210	1.312	1.310	1.185	1.117	1.282	1.246
Mn	0.008	0.008	0.013	0.011	0.013	0.019	0.012	0.014	0.015	0.007	0.013
Mg	4.594	4.766	3.741	3.796	3.758	3.800	3.832	3.844	3.882	3.947	3.957
Soma C	6.057	6.158	5.726	5.718	5.696	5.734	5.767	5.721	5.723	5.805	5.802
Ba	0.026	0.021	0.009	0.016	0.019	0.002	0.009	0.005	0.017	0.006	0.004
Ca	0.027	0.031	0.002	0.001	0.000	0.002	0.000	0.009	0.000	0.000	0.001
Na	0.292	0.227	0.209	0.238	0.205	0.225	0.223	0.202	0.216	0.212	0.211
K	1.311	1.284	1.671	1.650	1.674	1.668	1.673	1.689	1.691	1.703	1.724
Soma B	1.630	1.541	1.882	1.889	1.880	1.895	1.896	1.900	1.908	1.915	1.936
F	0.028	0.140	0.168	0.132	0.073	0.209	0.281	0.222	0.246	0.230	0.250
Cl	0.002	0.000	0.011	0.014	0.009	0.011	0.005	0.010	0.010	0.008	0.011
OH	3.971	3.859	3.821	3.855	3.918	3.780	3.714	3.768	3.743	3.762	3.739
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

corr. = Corrigido

n.d. = Abaixo do limite de detecção

Amostra	MELTEIGITOS (cont.)		IOLITOS s.s.			URITITOS				
	CY-202	CY-202	CY-228	CY-228	CY-228	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178
Referência	b4_mc2	b4_mc4	b2_mc1	b2_mc2	b2_mc3	b1_mc1	b1_mc2	b1_mc3	b1_mc4	b1_mc5
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	35.885	36.159	37.198	43.021	37.602	34.162	34.254	34.232	34.387	34.182
TiO ₂	6.183	6.896	1.444	2.493	1.330	1.856	1.946	1.899	1.952	1.877
Al ₂ O ₃	14.614	14.473	12.993	7.121	12.868	12.527	12.450	12.612	12.541	12.783
Fe ₂ O ₃	1.175	1.488	1.224	5.164	1.016	0.778	0.779	0.634	0.733	0.574
FeO	9.514	9.242	14.412	6.756	15.598	24.626	24.624	24.783	24.332	24.597
MnO	0.075	0.079	0.488	0.392	0.454	0.893	0.892	0.860	0.796	0.869
MgO	17.439	17.189	11.405	9.170	10.908	9.805	9.698	9.652	10.049	9.960
CaO	0.041	0.020	12.421	23.144	12.171	n.d.	0.078	n.d.	0.075	n.d.
K ₂ O	8.927	8.908	1.943	0.007	1.828	9.260	8.939	9.182	9.095	9.085
Na ₂ O	0.734	0.729	2.533	1.397	2.649	0.140	0.213	0.196	0.185	0.181
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.030	n.d.	n.d.	n.d.	0.055	0.036	n.d.	n.d.	n.d.
BaO	0.568	0.406	0.023	n.d.	0.082	0.601	0.745	0.879	0.592	0.709
F	0.506	0.502	n.d.	0.029	n.d.	0.335	0.385	0.269	0.353	0.205
Cl	0.045	0.034	n.d.	0.001	0.005	0.006	0.005	0.003	0.001	n.d.
O≡F	0.213	0.211	n.d.	0.012	n.d.	0.141	0.162	0.113	0.149	0.086
O≡Cl	0.010	0.008	n.d.	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	n.d.
Total corr.	95.483	95.936	96.084	98.683	96.510	94.902	94.881	95.088	94.943	94.936
Número de iões na base de 22 oxigénios										
Si	5.317	5.324	5.570	6.224	5.619	5.520	5.535	5.524	5.533	5.504
Al ^{IV}	2.552	2.511	2.293	1.214	2.266	2.385	2.371	2.399	2.378	2.426
Fe ^{3+IV}	0.131	0.165	0.138	0.562	0.114	0.095	0.095	0.077	0.089	0.070
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.689	0.764	0.163	0.271	0.149	0.226	0.236	0.230	0.236	0.227
Cr	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.007	0.005	0.000	0.000	0.000
Fe ²⁺	1.179	1.138	1.804	0.817	1.949	3.327	3.327	3.344	3.274	3.312
Mn	0.009	0.010	0.062	0.048	0.057	0.122	0.122	0.118	0.108	0.119
Mg	3.852	3.773	2.546	1.978	2.430	2.362	2.336	2.322	2.411	2.391
Soma C	5.729	5.688	4.575	3.114	4.586	6.044	6.026	6.015	6.029	6.049
Ba	0.033	0.023	0.001	0.000	0.005	0.038	0.047	0.056	0.037	0.045
Ca	0.007	0.003	1.992	3.587	1.949	0.000	0.014	0.000	0.013	0.000
Na	0.211	0.208	0.735	0.392	0.767	0.044	0.067	0.061	0.058	0.057
K	1.687	1.673	0.371	0.001	0.348	1.909	1.842	1.890	1.867	1.866
Soma B	1.905	1.884	3.099	3.980	3.065	1.952	1.923	1.951	1.937	1.923
F	0.237	0.234	0.000	0.013	0.000	0.171	0.197	0.137	0.180	0.104
Cl	0.011	0.008	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000
OH	3.752	3.758	4.000	3.986	3.999	3.827	3.802	3.862	3.820	3.896
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

Amostra	URTITOS (cont.)											
	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178
Referência	b1_mc6	b1_mc7	b1_mc8	b2_mc1	b2_mc2	b2_mc3	b2_mc4	b2_mc5	b2_mc6	b3_mc1	b3_mc2	b3_mc3
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	33.898	34.762	33.925	34.427	35.402	35.182	35.309	34.459	35.152	34.223	34.612	34.265
TiO ₂	1.972	1.862	1.892	1.940	2.073	2.178	1.897	1.872	1.925	1.854	1.800	1.955
Al ₂ O ₃	12.650	12.616	12.581	12.460	12.382	12.632	12.666	12.787	12.459	12.661	12.533	12.669
Fe ₂ O ₃	0.947	0.250	0.788	0.619	0.565	0.360	0.248	0.363	0.400	0.684	0.710	0.747
FeO	24.265	24.408	24.440	24.773	24.010	23.928	24.412	24.515	24.281	24.573	24.933	24.651
MnO	0.869	0.906	0.899	0.843	0.889	0.850	0.786	0.896	0.846	0.966	0.909	0.855
MgO	10.032	9.890	9.892	9.651	10.260	10.172	10.234	9.889	10.099	9.840	9.919	9.948
CaO	0.020	n.d.	0.213	0.021	n.d.	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	0.009	0.033
K ₂ O	9.154	9.388	8.711	9.064	9.316	9.110	9.314	9.296	9.438	9.372	9.218	8.970
Na ₂ O	0.215	0.132	0.233	0.198	0.170	0.192	0.189	0.136	0.180	0.182	0.162	0.195
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.029	0.031	0.007	n.d.	n.d.	0.036	n.d.	0.019
BaO	0.736	0.379	0.545	0.664	0.385	0.656	0.371	0.719	0.201	0.498	0.502	0.687
F	0.296	0.312	0.439	0.282	0.443	0.366	0.350	0.403	0.301	0.339	0.403	0.364
Cl	n.d.	0.024	0.005	0.005	0.004	n.d.	0.008	n.d.	0.015	0.015	0.013	0.005
O≡F	0.125	0.131	0.185	0.119	0.187	0.154	0.147	0.170	0.127	0.143	0.170	0.153
O≡Cl	n.d.	0.005	0.001	0.001	0.001	n.d.	0.002	n.d.	0.003	0.003	0.003	0.001
Total corr.	94.929	94.792	94.377	94.827	95.740	95.513	95.642	95.166	95.167	95.099	95.550	95.209
Número de iões na base de 22 oxigénios												
Si	5.476	5.582	5.500	5.555	5.617	5.591	5.602	5.535	5.609	5.513	5.547	5.509
Al ^{IV}	2.408	2.388	2.404	2.370	2.315	2.366	2.368	2.421	2.343	2.404	2.367	2.400
Fe ^{3+IV}	0.115	0.030	0.096	0.075	0.067	0.043	0.030	0.044	0.048	0.083	0.086	0.090
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.240	0.225	0.231	0.235	0.247	0.260	0.226	0.226	0.231	0.225	0.217	0.236
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.004	0.001	0.000	0.000	0.005	0.000	0.002
Fe ²⁺	3.278	3.277	3.313	3.343	3.186	3.180	3.239	3.293	3.240	3.310	3.341	3.314
Mn	0.119	0.123	0.123	0.115	0.119	0.114	0.106	0.122	0.114	0.132	0.123	0.116
Mg	2.416	2.368	2.391	2.322	2.427	2.410	2.421	2.368	2.402	2.363	2.370	2.384
Soma C	6.053	5.993	6.058	6.015	5.983	5.968	5.992	6.009	5.988	6.035	6.052	6.054
Ba	0.047	0.024	0.035	0.042	0.024	0.041	0.023	0.045	0.013	0.031	0.032	0.043
Ca	0.003	0.000	0.037	0.004	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.006
Na	0.067	0.041	0.073	0.062	0.052	0.059	0.058	0.042	0.056	0.057	0.050	0.061
K	1.886	1.923	1.801	1.866	1.886	1.847	1.885	1.905	1.921	1.926	1.884	1.840
Soma B	1.957	1.964	1.912	1.931	1.938	1.908	1.943	1.947	1.977	1.983	1.936	1.906
F	0.151	0.158	0.225	0.144	0.222	0.184	0.176	0.205	0.152	0.173	0.204	0.185
Cl	0.000	0.007	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.004	0.004	0.004	0.001
OH	3.849	3.835	3.774	3.855	3.777	3.816	3.822	3.795	3.844	3.823	3.792	3.814
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

Amostra	URITITOS (cont.)									
	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178
Referência	b3_mc4	b3_mc5	b3_mc6	b4_mc1	b4_mc2	b4_mc3	b4_mc4	b4_mc5	b4_mc6	b4_mc7
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO₂	34.371	34.134	34.263	34.448	34.572	34.648	34.443	34.351	34.820	34.505
TiO₂	2.063	2.030	1.876	1.990	2.176	1.962	1.931	1.963	1.895	1.891
Al₂O₃	12.562	12.721	12.507	12.635	12.400	12.568	12.540	12.448	12.521	12.421
Fe₂O₃	0.835	0.732	0.826	0.687	0.673	0.541	0.511	0.633	0.475	0.658
FeO	24.933	24.860	24.404	24.477	24.463	24.556	24.331	24.250	24.610	24.057
MnO	0.864	0.885	0.967	0.862	0.836	0.842	0.768	0.797	0.786	0.890
MgO	9.614	9.643	9.983	10.017	9.565	9.833	9.897	9.871	9.875	10.183
CaO	n.d.	0.011	0.132	0.031	n.d.	0.010	n.d.	0.003	n.d.	0.127
K₂O	9.202	9.102	9.059	9.030	9.214	9.292	9.309	9.140	9.375	8.880
Na₂O	0.209	0.219	0.186	0.202	0.209	0.107	0.162	0.209	0.178	0.179
Cr₂O₃	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.048	n.d.	n.d.	0.067	n.d.
BaO	0.755	0.780	0.459	0.617	0.780	0.659	0.583	0.710	0.350	0.447
F	0.286	0.302	0.155	0.319	0.399	0.365	0.446	0.490	0.264	0.441
Cl	n.d.	n.d.	0.007	n.d.	0.015	0.011	n.d.	0.024	0.003	n.d.
O≡F	0.120	0.127	0.065	0.134	0.168	0.154	0.188	0.206	0.111	0.186
O≡Cl	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	0.003	0.002	n.d.	0.005	0.001	n.d.
Total corr.	95.573	95.294	94.757	95.181	95.131	95.286	94.733	94.678	95.107	94.493
Número de iões na base de 22 oxigénios										
Si	5.521	5.497	5.524	5.528	5.566	5.559	5.555	5.552	5.579	5.561
Al^{IV}	2.378	2.414	2.376	2.389	2.353	2.376	2.383	2.371	2.364	2.359
Fe^{3+IV}	0.101	0.089	0.100	0.083	0.082	0.065	0.062	0.077	0.057	0.080
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.249	0.246	0.227	0.240	0.263	0.237	0.234	0.239	0.228	0.229
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.008	0.000
Fe²⁺	3.349	3.348	3.290	3.284	3.293	3.294	3.281	3.277	3.297	3.242
Mn	0.118	0.121	0.132	0.117	0.114	0.114	0.105	0.109	0.107	0.121
Mg	2.302	2.315	2.399	2.396	2.296	2.352	2.380	2.378	2.359	2.447
Soma C	6.018	6.030	6.049	6.038	5.966	6.003	6.000	6.004	5.999	6.039
Ba	0.048	0.049	0.029	0.039	0.049	0.041	0.037	0.045	0.022	0.028
Ca	0.000	0.002	0.023	0.005	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.022
Na	0.065	0.068	0.058	0.063	0.065	0.033	0.051	0.065	0.055	0.056
K	1.885	1.870	1.863	1.848	1.892	1.902	1.915	1.884	1.916	1.826
Soma B	1.951	1.940	1.944	1.916	1.957	1.937	1.966	1.950	1.971	1.903
F	0.145	0.154	0.079	0.162	0.203	0.185	0.227	0.250	0.134	0.225
Cl	0.000	0.000	0.002	0.000	0.004	0.003	0.000	0.007	0.001	0.000
OH	3.855	3.846	3.919	3.838	3.793	3.812	3.773	3.743	3.865	3.775
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I												
Amostra	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118
Referência	b2_mc1	b2_mc2	b2_mc3	b2_mc4	b3_mc1	b3_mc2	b3_mc3	b3_mc4	b3_mc5	b3_mc6	b3_mc7	b3_mc8
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	37.157	37.520	37.113	36.270	37.328	36.801	37.177	37.013	38.094	37.281	37.204	37.417
TiO ₂	3.317	3.393	3.157	4.589	3.530	3.817	3.564	3.777	3.578	3.889	4.040	4.083
Al ₂ O ₃	12.033	11.969	11.964	12.929	11.996	12.206	12.082	12.148	12.325	12.154	12.170	11.837
Fe ₂ O ₃	0.648	0.634	0.513	0.221	0.691	0.838	0.740	0.833	n.d.	0.857	0.793	0.928
FeO	20.593	20.640	20.748	20.632	21.139	21.144	20.883	21.086	20.800	20.908	20.829	20.731
MnO	0.482	0.505	0.434	0.568	0.526	0.518	0.564	0.565	0.547	0.543	0.591	0.520
MgO	11.823	11.729	11.676	10.559	11.334	11.137	11.451	11.265	10.993	11.304	11.115	11.086
CaO	0.023	0.038	0.041	0.010	n.d.	n.d.	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O	9.128	9.250	9.205	9.011	9.176	9.152	9.349	9.108	9.208	9.310	9.339	9.251
Na ₂ O	0.339	0.299	0.300	0.315	0.327	0.305	0.273	0.317	0.385	0.370	0.296	0.319
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.079	0.021	0.029	0.009	0.012	n.d.	n.d.	0.010	0.005	n.d.	n.d.
BaO	0.074	0.016	0.080	0.165	0.175	0.188	0.129	0.127	0.168	0.117	0.171	0.172
F	0.385	0.181	0.287	0.193	0.342	0.311	0.358	0.220	0.235	0.330	0.234	0.267
Cl	0.005	n.d.	0.003	0.009	0.012	n.d.	0.014	n.d.	0.019	0.011	0.004	0.013
O≡F	0.162	0.076	0.121	0.081	0.144	0.131	0.151	0.093	0.099	0.139	0.099	0.112
O≡Cl	0.001	n.d.	0.001	0.002	0.003	n.d.	0.003	n.d.	0.004	0.002	0.001	0.003
Total corr.	95.844	96.176	95.420	95.417	96.439	96.298	96.435	96.367	96.259	96.937	96.686	96.509
Número de íons na base de 22 oxigénios												
Si	5.736	5.761	5.754	5.615	5.744	5.682	5.723	5.699	5.823	5.708	5.708	5.749
Al ^{IV}	2.189	2.166	2.186	2.359	2.176	2.221	2.192	2.204	2.177	2.193	2.200	2.143
Fe ^{3+IV}	0.075	0.073	0.060	0.026	0.080	0.097	0.086	0.097	0.000	0.099	0.092	0.107
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.043	0.000	0.000	0.000
Ti	0.385	0.392	0.368	0.534	0.409	0.443	0.413	0.437	0.411	0.448	0.466	0.472
Cr	0.000	0.010	0.003	0.004	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Fe ²⁺	2.658	2.650	2.690	2.671	2.720	2.730	2.688	2.715	2.659	2.677	2.672	2.664
Mn	0.063	0.066	0.057	0.074	0.069	0.068	0.074	0.074	0.071	0.070	0.077	0.068
Mg	2.721	2.685	2.699	2.437	2.600	2.563	2.628	2.586	2.505	2.580	2.542	2.539
Soma C	5.827	5.802	5.816	5.720	5.799	5.806	5.802	5.812	5.690	5.776	5.757	5.743
Ba	0.004	0.001	0.005	0.010	0.011	0.011	0.008	0.008	0.010	0.007	0.010	0.010
Ca	0.004	0.006	0.007	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.101	0.089	0.090	0.095	0.098	0.091	0.081	0.095	0.114	0.110	0.088	0.095
K	1.797	1.812	1.820	1.780	1.801	1.802	1.836	1.789	1.795	1.818	1.828	1.813
Soma B	1.903	1.907	1.917	1.876	1.899	1.894	1.918	1.884	1.909	1.928	1.916	1.908
F	0.188	0.088	0.141	0.094	0.166	0.152	0.174	0.107	0.114	0.160	0.114	0.130
Cl	0.001	0.000	0.001	0.002	0.003	0.000	0.004	0.000	0.005	0.003	0.001	0.003
OH	3.811	3.912	3.858	3.903	3.830	3.848	3.822	3.893	3.881	3.837	3.885	3.867
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118
Referência	b5_mc1	b5_mc2	b5_mc3	b5_mc4	b5_mc5	b7_mc1	b7_mc2	b7_mc3	b7_mc4	b7_mc5	b7_mc6	b7_mc7
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	37.312	37.078	36.641	37.659	36.810	35.927	36.627	36.399	36.473	36.839	36.700	36.088
TiO ₂	3.850	3.926	3.824	3.711	3.816	3.874	4.118	4.080	4.048	4.251	4.178	4.286
Al ₂ O ₃	12.081	12.246	12.245	11.834	12.350	12.488	11.943	12.047	12.345	11.905	12.027	11.967
Fe ₂ O ₃	0.721	0.614	0.862	0.842	0.738	1.146	0.913	1.018	0.775	1.020	1.031	1.411
FeO	21.331	21.358	20.978	20.658	21.101	20.317	20.304	20.218	20.364	20.154	20.328	19.971
MnO	0.547	0.515	0.564	0.601	0.579	0.599	0.588	0.602	0.542	0.535	0.581	0.577
MgO	10.962	10.816	11.151	11.517	11.173	11.620	10.998	11.152	11.237	11.151	11.172	11.196
CaO	n.d.	0.030	0.006	n.d.	n.d.	0.004	0.047	0.005	0.014	0.034	0.029	0.053
K ₂ O	9.135	9.093	9.196	9.222	8.987	9.120	8.919	8.985	9.124	8.987	9.001	8.986
Na ₂ O	0.381	0.406	0.322	0.346	0.420	0.320	0.434	0.362	0.293	0.376	0.355	0.372
Cr ₂ O ₃	0.038	0.028	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	0.055	n.d.	0.014	0.002	n.d.
BaO	0.144	0.186	0.193	0.086	0.254	0.184	0.101	0.143	0.291	0.093	0.130	0.197
F	0.167	0.363	0.240	0.442	0.260	0.405	0.382	0.250	0.156	0.289	0.315	0.211
Cl	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.013	0.008	0.008	n.d.	0.005	0.013	0.008
O≡F	0.070	0.153	0.101	0.186	0.109	0.171	0.161	0.105	0.066	0.122	0.133	0.089
O≡Cl	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	0.000	0.003	0.002	0.002	n.d.	0.001	0.003	0.002
Total corr.	96.603	96.506	96.121	96.731	96.381	95.843	95.220	95.217	95.596	95.530	95.727	95.233
Número de íons na base de 22 oxigénios												
Si	5.730	5.707	5.668	5.767	5.672	5.580	5.702	5.669	5.654	5.707	5.684	5.633
Al ^{IV}	2.187	2.222	2.232	2.136	2.243	2.286	2.191	2.211	2.255	2.174	2.195	2.201
Fe ^{3+IV}	0.083	0.071	0.100	0.097	0.086	0.134	0.107	0.119	0.090	0.119	0.120	0.166
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.445	0.455	0.445	0.427	0.442	0.453	0.482	0.478	0.472	0.495	0.487	0.503
Cr	0.005	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.002	0.000	0.000
Fe ²⁺	2.739	2.749	2.713	2.645	2.719	2.639	2.643	2.633	2.640	2.611	2.633	2.607
Mn	0.071	0.067	0.074	0.078	0.076	0.079	0.078	0.079	0.071	0.070	0.076	0.076
Mg	2.510	2.482	2.571	2.629	2.567	2.691	2.552	2.590	2.597	2.576	2.580	2.605
Soma C	5.769	5.756	5.803	5.780	5.803	5.861	5.755	5.787	5.780	5.754	5.776	5.791
Ba	0.009	0.011	0.012	0.005	0.015	0.011	0.006	0.009	0.018	0.006	0.008	0.012
Ca	0.000	0.005	0.001	0.000	0.000	0.001	0.008	0.001	0.002	0.006	0.005	0.009
Na	0.113	0.121	0.097	0.103	0.125	0.096	0.131	0.109	0.088	0.113	0.107	0.113
K	1.790	1.785	1.814	1.801	1.766	1.807	1.771	1.785	1.804	1.776	1.778	1.789
Soma B	1.903	1.912	1.912	1.904	1.892	1.904	1.910	1.895	1.895	1.895	1.890	1.911
F	0.081	0.177	0.117	0.214	0.127	0.199	0.188	0.123	0.076	0.142	0.154	0.104
Cl	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.002	0.000	0.001	0.003	0.002
OH	3.918	3.823	3.883	3.786	3.873	3.798	3.810	3.875	3.924	3.857	3.842	3.894
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-148	CY-148	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190
Referência	b7_mc8	b7_mc9	b7_mc10	b7_mc11	b7_mc12	b3_mc1	b3_mc2	b1_mc1	b1_mc2	b1_mc3	b1_mc4	b1_mc5
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	36.498	36.495	37.385	36.274	36.559	36.941	36.986	37.386	37.127	37.890	37.876	37.702
TiO ₂	4.024	4.102	3.740	4.042	3.517	3.224	3.313	3.262	3.407	3.444	3.273	3.287
Al ₂ O ₃	12.122	12.214	11.377	12.314	12.184	11.814	11.650	12.199	12.158	12.071	12.123	12.101
Fe ₂ O ₃	1.002	0.823	0.283	0.979	1.170	0.902	1.096	0.883	1.117	0.539	0.449	0.932
FeO	20.249	20.459	20.168	20.366	20.617	22.935	22.396	17.729	17.929	18.144	18.350	17.553
MnO	0.594	0.578	0.464	0.556	0.567	0.803	0.805	0.438	0.493	0.537	0.472	0.537
MgO	11.257	11.066	10.794	11.298	11.806	10.292	10.596	13.923	13.594	13.257	13.286	14.038
CaO	0.044	0.033	0.035	n.d.	n.d.	n.d.	0.006	0.064	n.d.	0.047	0.166	0.038
K ₂ O	9.112	9.023	9.099	9.179	9.377	9.266	9.142	9.210	9.346	9.268	9.232	9.366
Na ₂ O	0.358	0.346	0.265	0.302	0.284	0.269	0.279	0.274	0.331	0.334	0.279	0.306
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0.043	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.056	0.100	0.042	0.012	n.d.
BaO	0.189	0.145	0.120	0.162	0.108	0.192	0.121	0.100	0.066	0.008	0.080	0.035
F	0.270	0.171	0.314	0.204	0.221	0.248	0.376	0.060	0.255	0.148	0.141	0.200
Cl	0.002	0.003	0.004	0.009	0.011	0.004	0.012	0.014	0.029	0.022	0.006	0.029
O≡F	0.114	0.072	0.132	0.086	0.093	0.104	0.158	0.025	0.107	0.062	0.059	0.084
O≡Cl	0.000	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.003	0.003	0.007	0.005	0.001	0.007
Total corr.	95.607	95.385	93.958	95.597	96.326	96.784	96.617	95.570	95.838	95.684	95.684	96.033
Número de íões na base de 22 oxigénios												
Si	5.665	5.668	5.864	5.632	5.646	5.734	5.741	5.705	5.680	5.771	5.772	5.727
Al ^{IV}	2.218	2.236	2.103	2.253	2.218	2.161	2.131	2.194	2.192	2.167	2.177	2.166
Fe ^{3+IV}	0.117	0.096	0.033	0.114	0.136	0.105	0.128	0.101	0.129	0.062	0.051	0.106
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.470	0.479	0.441	0.472	0.409	0.376	0.387	0.374	0.392	0.395	0.375	0.376
Cr	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.012	0.005	0.001	0.000
Fe ²⁺	2.628	2.657	2.645	2.644	2.663	2.977	2.907	2.262	2.293	2.311	2.338	2.230
Mn	0.078	0.076	0.062	0.073	0.074	0.106	0.106	0.057	0.064	0.069	0.061	0.069
Mg	2.605	2.562	2.524	2.615	2.718	2.382	2.452	3.167	3.100	3.010	3.018	3.179
Soma C	5.781	5.775	5.677	5.805	5.864	5.840	5.851	5.867	5.862	5.790	5.794	5.853
Ba	0.011	0.009	0.007	0.010	0.007	0.012	0.007	0.006	0.004	0.000	0.005	0.002
Ca	0.007	0.005	0.006	0.000	0.000	0.000	0.001	0.010	0.000	0.008	0.027	0.006
Na	0.108	0.104	0.081	0.091	0.085	0.081	0.084	0.081	0.098	0.099	0.082	0.090
K	1.804	1.788	1.820	1.818	1.847	1.835	1.810	1.793	1.824	1.801	1.794	1.815
Soma B	1.919	1.897	1.907	1.909	1.932	1.915	1.895	1.884	1.922	1.907	1.904	1.911
F	0.133	0.084	0.156	0.100	0.108	0.122	0.185	0.029	0.123	0.071	0.068	0.096
Cl	0.001	0.001	0.001	0.002	0.003	0.001	0.003	0.004	0.008	0.006	0.002	0.007
OH	3.867	3.915	3.843	3.897	3.889	3.877	3.812	3.967	3.869	3.923	3.931	3.896
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)											
Amostra	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190
Referência	b1_mc6	b1_mc7	b2_mc2	b2_mc3	b2_mc4	b2_mc5	b2_mc6	b3_mc2	b3_mc3	b3_mc4	b3_mc5
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	37.701	37.857	37.565	37.189	37.773	37.103	38.250	37.408	37.551	37.467	37.074
TiO ₂	3.699	3.736	3.299	3.219	3.052	3.236	3.247	3.626	3.368	3.137	3.407
Al ₂ O ₃	12.335	12.230	12.112	12.759	12.110	12.105	12.203	12.086	12.231	12.388	12.224
Fe ₂ O ₃	0.903	0.946	0.732	0.341	0.095	0.960	0.493	0.843	0.293	0.439	0.946
FeO	18.424	18.196	17.896	18.405	18.631	17.695	18.251	17.598	17.894	17.828	17.520
MnO	0.532	0.534	0.491	0.501	0.539	0.528	0.520	0.506	0.450	0.449	0.478
MgO	13.331	13.486	13.622	13.629	13.036	13.696	13.697	13.441	13.297	13.776	13.751
CaO	n.d.	0.020	0.003	0.156	0.076	0.099	n.d.	n.d.	0.048	0.007	0.019
K ₂ O	9.299	9.183	9.355	8.777	9.216	9.310	9.339	9.434	9.239	9.518	9.511
Na ₂ O	0.373	0.396	0.320	0.305	0.200	0.309	0.319	0.272	0.368	0.232	0.275
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0.024	n.d.	0.015	0.029	n.d.	0.022	0.002	0.047	n.d.
BaO	0.125	n.d.	0.055	0.257	0.160	0.039	0.106	0.071	0.076	0.061	0.064
F	0.160	0.235	0.223	0.142	0.107	0.426	0.308	0.182	0.191	0.345	0.169
Cl	n.d.	n.d.	0.011	0.003	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.018	0.003	n.d.
O≡F	0.067	0.099	0.094	0.060	0.045	0.179	0.130	0.077	0.080	0.145	0.071
O≡Cl	n.d.	n.d.	0.002	0.001	0.000	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	0.001	n.d.
Total corr.	96.815	96.720	95.612	95.622	94.966	95.356	96.604	95.413	94.941	95.551	95.367
Número de iões na base de 22 oxigénios											
Si	5.700	5.716	5.736	5.669	5.798	5.698	5.773	5.724	5.757	5.721	5.683
Al ^{IV}	2.198	2.176	2.180	2.292	2.191	2.191	2.171	2.179	2.210	2.229	2.208
Fe ^{3+IV}	0.103	0.107	0.084	0.039	0.011	0.111	0.056	0.097	0.034	0.050	0.109
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.421	0.424	0.379	0.369	0.352	0.374	0.369	0.417	0.388	0.360	0.393
Cr	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	0.004	0.000	0.003	0.000	0.006	0.000
Fe ²⁺	2.329	2.297	2.285	2.346	2.391	2.272	2.304	2.252	2.294	2.276	2.246
Mn	0.068	0.068	0.063	0.065	0.070	0.069	0.066	0.066	0.058	0.058	0.062
Mg	3.005	3.036	3.101	3.097	2.983	3.136	3.082	3.066	3.039	3.136	3.142
Soma C	5.822	5.826	5.831	5.877	5.799	5.854	5.821	5.803	5.780	5.836	5.843
Ba	0.007	0.000	0.003	0.015	0.010	0.002	0.006	0.004	0.005	0.004	0.004
Ca	0.000	0.003	0.000	0.025	0.012	0.016	0.000	0.000	0.008	0.001	0.003
Na	0.109	0.116	0.095	0.090	0.060	0.092	0.093	0.081	0.109	0.069	0.082
K	1.793	1.769	1.822	1.707	1.805	1.824	1.798	1.841	1.807	1.854	1.860
Soma B	1.903	1.888	1.917	1.822	1.877	1.932	1.891	1.922	1.924	1.924	1.944
F	0.076	0.112	0.108	0.068	0.052	0.207	0.147	0.088	0.093	0.167	0.082
Cl	0.000	0.000	0.003	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.005	0.001	0.000
OH	3.924	3.888	3.889	3.931	3.948	3.793	3.853	3.912	3.903	3.833	3.918
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)											
Amostra	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190
Referência	b1_mc6	b1_mc7	b2_mc2	b2_mc3	b2_mc4	b2_mc5	b2_mc6	b3_mc2	b3_mc3	b3_mc4	b3_mc5
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO₂	37.701	37.857	37.565	37.189	37.773	37.103	38.250	37.408	37.551	37.467	37.074
TiO₂	3.699	3.736	3.299	3.219	3.052	3.236	3.247	3.626	3.368	3.137	3.407
Al₂O₃	12.335	12.230	12.112	12.759	12.110	12.105	12.203	12.086	12.231	12.388	12.224
Fe₂O₃	0.903	0.946	0.732	0.341	0.095	0.960	0.493	0.843	0.293	0.439	0.946
FeO	18.424	18.196	17.896	18.405	18.631	17.695	18.251	17.598	17.894	17.828	17.520
MnO	0.532	0.534	0.491	0.501	0.539	0.528	0.520	0.506	0.450	0.449	0.478
MgO	13.331	13.486	13.622	13.629	13.036	13.696	13.697	13.441	13.297	13.776	13.751
CaO	n.d.	0.020	0.003	0.156	0.076	0.099	n.d.	n.d.	0.048	0.007	0.019
K₂O	9.299	9.183	9.355	8.777	9.216	9.310	9.339	9.434	9.239	9.518	9.511
Na₂O	0.373	0.396	0.320	0.305	0.200	0.309	0.319	0.272	0.368	0.232	0.275
Cr₂O₃	n.d.	n.d.	0.024	n.d.	0.015	0.029	n.d.	0.022	0.002	0.047	n.d.
BaO	0.125	n.d.	0.055	0.257	0.160	0.039	0.106	0.071	0.076	0.061	0.064
F	0.160	0.235	0.223	0.142	0.107	0.426	0.308	0.182	0.191	0.345	0.169
Cl	n.d.	n.d.	0.011	0.003	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.018	0.003	n.d.
O≡F	0.067	0.099	0.094	0.060	0.045	0.179	0.130	0.077	0.080	0.145	0.071
O≡Cl	n.d.	n.d.	0.002	0.001	0.000	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	0.001	n.d.
Total corr.	96.815	96.720	95.612	95.622	94.966	95.356	96.604	95.413	94.941	95.551	95.367
Número de iões na base de 22 oxigénios											
Si	5.700	5.716	5.736	5.669	5.798	5.698	5.773	5.724	5.757	5.721	5.683
Al^{IV}	2.198	2.176	2.180	2.292	2.191	2.191	2.171	2.179	2.210	2.229	2.208
Fe^{3+IV}	0.103	0.107	0.084	0.039	0.011	0.111	0.056	0.097	0.034	0.050	0.109
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.421	0.424	0.379	0.369	0.352	0.374	0.369	0.417	0.388	0.360	0.393
Cr	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	0.004	0.000	0.003	0.000	0.006	0.000
Fe²⁺	2.329	2.297	2.285	2.346	2.391	2.272	2.304	2.252	2.294	2.276	2.246
Mn	0.068	0.068	0.063	0.065	0.070	0.069	0.066	0.066	0.058	0.058	0.062
Mg	3.005	3.036	3.101	3.097	2.983	3.136	3.082	3.066	3.039	3.136	3.142
Soma C	5.822	5.826	5.831	5.877	5.799	5.854	5.821	5.803	5.780	5.836	5.843
Ba	0.007	0.000	0.003	0.015	0.010	0.002	0.006	0.004	0.005	0.004	0.004
Ca	0.000	0.003	0.000	0.025	0.012	0.016	0.000	0.000	0.008	0.001	0.003
Na	0.109	0.116	0.095	0.090	0.060	0.092	0.093	0.081	0.109	0.069	0.082
K	1.793	1.769	1.822	1.707	1.805	1.824	1.798	1.841	1.807	1.854	1.860
Soma B	1.903	1.888	1.917	1.822	1.877	1.932	1.891	1.922	1.924	1.924	1.944
F	0.076	0.112	0.108	0.068	0.052	0.207	0.147	0.088	0.093	0.167	0.082
Cl	0.000	0.000	0.003	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.005	0.001	0.000
OH	3.924	3.888	3.889	3.931	3.948	3.793	3.853	3.912	3.903	3.833	3.918
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)											
Amostra	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190
Referência	b1_mc6	b1_mc7	b2_mc2	b2_mc3	b2_mc4	b2_mc5	b2_mc6	b3_mc2	b3_mc3	b3_mc4	b3_mc5
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	37.701	37.857	37.565	37.189	37.773	37.103	38.250	37.408	37.551	37.467	37.074
TiO ₂	3.699	3.736	3.299	3.219	3.052	3.236	3.247	3.626	3.368	3.137	3.407
Al ₂ O ₃	12.335	12.230	12.112	12.759	12.110	12.105	12.203	12.086	12.231	12.388	12.224
Fe ₂ O ₃	0.903	0.946	0.732	0.341	0.095	0.960	0.493	0.843	0.293	0.439	0.946
FeO	18.424	18.196	17.896	18.405	18.631	17.695	18.251	17.598	17.894	17.828	17.520
MnO	0.532	0.534	0.491	0.501	0.539	0.528	0.520	0.506	0.450	0.449	0.478
MgO	13.331	13.486	13.622	13.629	13.036	13.696	13.697	13.441	13.297	13.776	13.751
CaO	n.d.	0.020	0.003	0.156	0.076	0.099	n.d.	n.d.	0.048	0.007	0.019
K ₂ O	9.299	9.183	9.355	8.777	9.216	9.310	9.339	9.434	9.239	9.518	9.511
Na ₂ O	0.373	0.396	0.320	0.305	0.200	0.309	0.319	0.272	0.368	0.232	0.275
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0.024	n.d.	0.015	0.029	n.d.	0.022	0.002	0.047	n.d.
BaO	0.125	n.d.	0.055	0.257	0.160	0.039	0.106	0.071	0.076	0.061	0.064
F	0.160	0.235	0.223	0.142	0.107	0.426	0.308	0.182	0.191	0.345	0.169
Cl	n.d.	n.d.	0.011	0.003	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.018	0.003	n.d.
O≡F	0.067	0.099	0.094	0.060	0.045	0.179	0.130	0.077	0.080	0.145	0.071
O≡Cl	n.d.	n.d.	0.002	0.001	0.000	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	0.001	n.d.
Total corr.	96.815	96.720	95.612	95.622	94.966	95.356	96.604	95.413	94.941	95.551	95.367
Número de iões na base de 22 oxigénios											
Si	5.700	5.716	5.736	5.669	5.798	5.698	5.773	5.724	5.757	5.721	5.683
Al ^{IV}	2.198	2.176	2.180	2.292	2.191	2.191	2.171	2.179	2.210	2.229	2.208
Fe ^{3+IV}	0.103	0.107	0.084	0.039	0.011	0.111	0.056	0.097	0.034	0.050	0.109
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.421	0.424	0.379	0.369	0.352	0.374	0.369	0.417	0.388	0.360	0.393
Cr	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	0.004	0.000	0.003	0.000	0.006	0.000
Fe ²⁺	2.329	2.297	2.285	2.346	2.391	2.272	2.304	2.252	2.294	2.276	2.246
Mn	0.068	0.068	0.063	0.065	0.070	0.069	0.066	0.066	0.058	0.058	0.062
Mg	3.005	3.036	3.101	3.097	2.983	3.136	3.082	3.066	3.039	3.136	3.142
Soma C	5.822	5.826	5.831	5.877	5.799	5.854	5.821	5.803	5.780	5.836	5.843
Ba	0.007	0.000	0.003	0.015	0.010	0.002	0.006	0.004	0.005	0.004	0.004
Ca	0.000	0.003	0.000	0.025	0.012	0.016	0.000	0.000	0.008	0.001	0.003
Na	0.109	0.116	0.095	0.090	0.060	0.092	0.093	0.081	0.109	0.069	0.082
K	1.793	1.769	1.822	1.707	1.805	1.824	1.798	1.841	1.807	1.854	1.860
Soma B	1.903	1.888	1.917	1.822	1.877	1.932	1.891	1.922	1.924	1.924	1.944
F	0.076	0.112	0.108	0.068	0.052	0.207	0.147	0.088	0.093	0.167	0.082
Cl	0.000	0.000	0.003	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.005	0.001	0.000
OH	3.924	3.888	3.889	3.931	3.948	3.793	3.853	3.912	3.903	3.833	3.918
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO II												
Amostra	CY-39	CY-39	CY-103	CY-103	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180
Referência	b3_mc1	b3_mc2	b2_mc1	b4_mc1	b1_mc1	b1_mc2	b1_mc3	b1_mc4	b2_mc1	b2_mc2	b2_mc3	b2_mc4
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	36.327	36.448	34.995	35.232	35.916	35.560	34.827	35.892	34.819	35.119	35.211	35.134
TiO ₂	2.451	1.988	2.846	3.451	4.204	3.542	4.370	3.800	3.799	4.025	4.235	4.219
Al ₂ O ₃	11.042	10.838	11.791	11.465	11.303	11.166	11.515	11.099	11.297	11.461	11.728	11.543
Fe ₂ O ₃	1.050	1.063	0.186	0.407	1.053	1.184	1.551	1.415	1.452	1.122	0.881	1.173
FeO	24.803	24.293	27.884	27.080	24.458	24.865	23.863	24.012	25.311	25.109	24.757	24.422
MnO	2.480	2.532	3.050	3.182	3.023	3.009	2.880	3.062	2.928	2.787	2.707	2.912
MgO	8.202	8.741	5.153	4.832	6.479	6.697	6.879	7.147	6.225	6.239	6.340	6.425
CaO	n.d.	0.213	n.d.	0.056	0.038	0.095	0.042	n.d.	n.d.	n.d.	0.030	0.027
K ₂ O	9.267	8.896	8.993	8.731	8.861	8.843	8.705	9.208	8.993	8.999	8.809	8.982
Na ₂ O	0.204	0.208	0.266	0.479	0.280	0.247	0.263	0.193	0.263	0.249	0.344	0.323
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.075	n.d.	0.012	n.d.	n.d.	0.035	n.d.	0.023	n.d.	n.d.	0.007
BaO	0.079	0.076	0.012	0.022	0.041	0.114	0.025	0.076	0.028	0.020	0.114	0.019
F	0.875	1.172	0.103	0.183	0.458	0.483	0.616	0.693	0.574	0.440	0.512	0.483
Cl	0.009	n.d.	n.d.	0.006	0.012	n.d.	0.005	0.008	n.d.	0.003	n.d.	0.001
O≡F	0.368	0.493	0.043	0.077	0.193	0.203	0.259	0.292	0.242	0.185	0.216	0.203
O≡Cl	0.002	n.d.	n.d.	0.001	0.003	n.d.	0.001	0.002	n.d.	0.001	n.d.	0.000
Total corr.	96.419	96.050	95.236	95.059	95.931	95.602	95.315	96.312	95.471	95.388	95.453	95.467
Número de íons na base de 22 oxigênios												
Si	5.797	5.829	5.710	5.746	5.743	5.734	5.621	5.738	5.659	5.679	5.668	5.664
Al ^{IV}	2.077	2.043	2.267	2.204	2.130	2.122	2.190	2.091	2.164	2.184	2.225	2.193
Fe ^{3+IV}	0.126	0.128	0.023	0.050	0.127	0.144	0.188	0.170	0.178	0.137	0.107	0.142
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.294	0.239	0.349	0.423	0.506	0.430	0.531	0.457	0.464	0.490	0.513	0.512
Cr	0.000	0.009	0.000	0.002	0.000	0.000	0.004	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001
Fe ²⁺	3.310	3.249	3.804	3.693	3.270	3.353	3.221	3.210	3.440	3.395	3.333	3.293
Mn	0.335	0.343	0.421	0.440	0.409	0.411	0.394	0.415	0.403	0.382	0.369	0.398
Mg	1.951	2.084	1.253	1.175	1.545	1.610	1.655	1.704	1.508	1.504	1.522	1.544
Soma C	5.891	5.925	5.829	5.733	5.730	5.803	5.805	5.785	5.818	5.771	5.736	5.747
Ba	0.005	0.005	0.001	0.001	0.003	0.007	0.002	0.005	0.002	0.001	0.007	0.001
Ca	0.000	0.036	0.000	0.010	0.007	0.016	0.007	0.000	0.000	0.000	0.005	0.005
Na	0.063	0.064	0.084	0.151	0.087	0.077	0.082	0.060	0.083	0.078	0.107	0.101
K	1.886	1.815	1.872	1.816	1.807	1.819	1.792	1.878	1.864	1.856	1.809	1.847
Soma B	1.950	1.916	1.956	1.978	1.901	1.913	1.882	1.938	1.947	1.934	1.921	1.953
F	0.442	0.593	0.053	0.094	0.232	0.246	0.314	0.350	0.295	0.225	0.261	0.246
Cl	0.002	0.000	0.000	0.002	0.003	0.000	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000	0.000
OH	3.556	3.407	3.947	3.904	3.765	3.754	3.684	3.647	3.705	3.774	3.739	3.753
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO II (cont.)					CALCIOCARBONATITOS INTRUSIVOS							
Amostra	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116
Referência	b2_mc5	b3_mc1	b3_mc2	b3_mc3	mc1	mc2	mc3	mc4	mc5	mc6	mc7	mc8
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	34.628	36.250	35.516	35.666	37.446	36.806	36.785	36.120	36.747	36.578	36.663	37.056
TiO ₂	4.196	4.181	4.413	4.505	4.066	4.407	4.522	4.410	4.458	4.561	4.388	3.708
Al ₂ O ₃	11.570	11.283	11.548	11.824	12.650	12.952	12.952	13.127	13.106	12.864	12.745	12.559
Fe ₂ O ₃	1.272	1.283	1.317	1.068	0.481	0.602	0.501	0.560	0.393	0.811	0.821	0.567
FeO	24.589	24.301	24.128	23.966	19.434	19.346	19.256	19.658	19.478	18.657	18.819	18.770
MnO	2.819	2.906	2.784	2.631	0.423	0.462	0.467	0.482	0.443	0.414	0.469	0.446
MgO	6.224	6.922	6.766	7.006	12.180	11.896	11.733	11.537	11.678	12.181	12.201	12.585
CaO	0.010	n.d.	0.089	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.022	0.001	0.092
K ₂ O	9.027	9.139	8.834	9.215	9.610	9.428	9.453	9.429	9.511	9.259	9.242	9.503
Na ₂ O	0.333	0.271	0.391	0.204	0.274	0.345	0.332	0.329	0.300	0.458	0.484	0.334
Cr ₂ O ₃	0.042	0.005	0.009	n.d.	n.d.	0.012	0.012	n.d.	0.014	n.d.	n.d.	0.022
BaO	0.027	0.026	0.011	0.023	0.192	0.467	0.439	0.392	0.595	0.272	0.165	0.299
F	0.546	0.542	0.672	0.560	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	n.d.	0.004	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
O≡F	0.230	0.228	0.283	0.236	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
O≡Cl	n.d.	0.001	n.d.	0.000	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total corr.	95.054	96.883	96.195	96.434	96.756	96.722	96.451	96.044	96.723	96.077	95.998	95.941
Número de iões na base de 22 oxigénios												
Si	5.628	5.741	5.669	5.661	5.683	5.606	5.613	5.556	5.601	5.590	5.608	5.670
Al ^{IV}	2.216	2.106	2.172	2.212	2.262	2.325	2.329	2.379	2.354	2.317	2.297	2.265
Fe ^{3+IV}	0.156	0.153	0.158	0.128	0.055	0.069	0.057	0.065	0.045	0.093	0.094	0.065
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.513	0.498	0.530	0.538	0.464	0.505	0.519	0.510	0.511	0.524	0.505	0.427
Cr	0.005	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.003
Fe ²⁺	3.342	3.218	3.221	3.181	2.466	2.464	2.457	2.528	2.482	2.384	2.407	2.402
Mn	0.388	0.390	0.376	0.354	0.054	0.060	0.060	0.063	0.057	0.054	0.061	0.058
Mg	1.508	1.634	1.610	1.658	2.756	2.701	2.669	2.645	2.654	2.775	2.782	2.871
Soma C	5.756	5.741	5.738	5.730	5.740	5.731	5.707	5.747	5.706	5.737	5.755	5.760
Ba	0.002	0.002	0.001	0.001	0.011	0.028	0.026	0.024	0.036	0.016	0.010	0.018
Ca	0.002	0.000	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.015
Na	0.105	0.083	0.121	0.063	0.081	0.102	0.098	0.098	0.089	0.136	0.144	0.099
K	1.872	1.846	1.799	1.866	1.860	1.832	1.840	1.850	1.849	1.805	1.803	1.855
Soma B	1.978	1.930	1.935	1.928	1.941	1.934	1.938	1.948	1.938	1.944	1.947	1.969
F	0.281	0.271	0.339	0.281	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	3.719	3.727	3.661	3.718	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

CALCIOCARBONATITOS EXTRUSIVOS												
Amostra	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95
Referência	mc1	mc2	mc3	mc4	mc5	mc6	mc7	mc8	mc9	mc10	mc11	mc12
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	36.578	36.373	36.744	24.957	36.880	37.256	36.928	37.873	37.654	37.313	36.783	37.464
TiO ₂	4.006	4.127	3.840	3.639	3.855	1.646	1.755	1.604	1.666	1.479	2.010	2.080
Al ₂ O ₃	10.158	10.197	10.300	7.465	10.125	11.429	11.662	11.459	11.554	11.697	13.262	13.153
Fe ₂ O ₃	2.689	2.750	2.542	13.997	2.560	1.189	0.985	0.955	0.833	0.804	n.d.	n.d.
FeO	22.607	22.074	22.315	30.127	22.671	15.014	15.842	15.576	16.252	14.569	20.184	20.751
MnO	0.876	0.854	0.877	1.696	0.894	0.892	0.901	0.923	0.898	0.869	0.867	0.830
MgO	9.303	9.593	9.810	7.796	9.454	16.695	15.899	16.489	15.884	17.230	12.295	12.269
CaO	0.046	0.077	0.147	0.252	0.081	0.408	0.346	0.258	0.317	0.362	0.053	0.114
K ₂ O	8.632	8.536	8.425	5.612	8.609	7.673	7.955	8.250	8.195	7.492	9.567	9.676
Na ₂ O	0.524	0.451	0.474	0.261	0.494	0.206	0.182	0.153	0.184	0.193	0.204	0.148
Cr ₂ O ₃	0.026	n.d.	n.d.	0.007	0.007	0.047	0.010	n.d.	0.015	0.022	n.d.	n.d.
BaO	0.775	0.684	0.727	0.790	0.701	0.212	0.477	0.139	0.149	0.166	0.155	0.152
F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
O≡F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
O≡Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total corr.	96.220	95.716	96.202	96.598	96.332	92.667	92.942	93.679	93.600	92.196	95.380	96.637
Número de iões na base de 22 oxigénios												
Si	5.786	5.767	5.787	4.508	5.815	5.774	5.746	5.816	5.804	5.773	5.683	5.718
Al ^{IV}	1.894	1.905	1.912	1.589	1.881	2.087	2.139	2.074	2.099	2.133	2.317	2.282
Fe ^{3+IV}	0.320	0.328	0.301	1.902	0.304	0.139	0.115	0.110	0.097	0.094	0.000	0.000
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.098	0.083
Ti	0.477	0.492	0.455	0.494	0.457	0.192	0.205	0.185	0.193	0.172	0.234	0.239
Cr	0.003	0.000	0.000	0.001	0.001	0.006	0.001	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000
Fe ²⁺	2.990	2.926	2.939	4.551	2.989	1.946	2.061	2.000	2.095	1.885	2.608	2.648
Mn	0.117	0.115	0.117	0.259	0.119	0.117	0.119	0.120	0.117	0.114	0.113	0.107
Mg	2.194	2.267	2.303	2.100	2.222	3.857	3.688	3.775	3.650	3.975	2.832	2.792
Soma C	5.782	5.801	5.814	7.405	5.789	6.118	6.075	6.080	6.057	6.148	5.885	5.869
Ba	0.048	0.042	0.045	0.056	0.043	0.013	0.029	0.008	0.009	0.010	0.009	0.009
Ca	0.008	0.013	0.025	0.049	0.014	0.068	0.058	0.042	0.052	0.060	0.009	0.019
Na	0.161	0.139	0.145	0.091	0.151	0.062	0.055	0.046	0.055	0.058	0.061	0.044
K	1.742	1.726	1.693	1.293	1.731	1.517	1.579	1.616	1.611	1.479	1.885	1.884
Soma B	1.910	1.878	1.862	1.433	1.896	1.646	1.692	1.704	1.719	1.597	1.955	1.946
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

CALCIOCARBONATITOS EXTRUSIVOS (cont.)										
Amostra	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221
Referência	mc13	mc14	mc15	mc16	mc17	mc1	mc2	mc3	mc4	mc5
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	38.547	38.631	38.623	38.469	38.689	36.190	37.117	36.891	38.376	37.767
TiO ₂	2.185	2.140	2.169	2.310	2.372	3.408	2.355	2.494	2.790	2.463
Al ₂ O ₃	12.252	11.867	12.252	12.354	12.378	9.998	7.209	9.639	6.746	6.839
Fe ₂ O ₃	0.311	0.339	0.264	0.211	n.d.	3.344	5.591	3.566	5.202	5.544
FeO	15.562	15.233	15.768	16.035	15.919	21.095	21.135	20.164	19.270	20.107
MnO	0.454	0.522	0.521	0.441	0.445	0.806	0.714	0.717	0.640	0.707
MgO	16.344	16.249	16.136	15.810	15.844	10.993	11.701	12.607	12.178	11.930
CaO	0.066	0.099	0.081	0.077	0.117	n.d.	n.d.	0.048	0.021	0.006
K ₂ O	9.328	9.211	9.314	9.429	9.088	9.170	9.408	9.535	9.549	9.460
Na ₂ O	0.238	0.268	0.260	0.253	0.224	0.513	0.519	0.335	0.431	0.715
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0.027	0.061	0.064	n.d.	n.d.	0.022	n.d.	0.036
BaO	0.175	0.094	0.275	0.225	0.397	0.234	0.131	0.165	0.078	0.055
F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
O≡F	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
O≡Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total corr.	95.462	94.653	95.689	95.674	95.537	95.751	95.880	96.183	95.281	95.628
Número de iões na base de 22 oxigénios										
Si	5.794	5.845	5.801	5.786	5.810	5.734	5.960	5.794	6.111	6.043
Al ^{IV}	2.170	2.116	2.169	2.190	2.190	1.867	1.364	1.784	1.266	1.290
Fe ^{3+IV}	0.035	0.039	0.030	0.024	0.000	0.399	0.675	0.421	0.623	0.667
Soma T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
Al ^{VI}	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.247	0.244	0.245	0.261	0.268	0.406	0.284	0.295	0.334	0.296
Cr	0.000	0.000	0.003	0.007	0.008	0.000	0.000	0.003	0.000	0.005
Fe ²⁺	1.956	1.927	1.980	2.017	1.999	2.795	2.838	2.648	2.566	2.690
Mn	0.058	0.067	0.066	0.056	0.057	0.108	0.097	0.095	0.086	0.096
Mg	3.663	3.665	3.613	3.545	3.547	2.597	2.801	2.952	2.891	2.846
Soma C	5.924	5.903	5.908	5.887	5.878	5.906	6.021	5.993	5.877	5.933
Ba	0.010	0.006	0.016	0.013	0.023	0.015	0.008	0.010	0.005	0.003
Ca	0.011	0.016	0.013	0.012	0.019	0.000	0.000	0.008	0.004	0.001
Na	0.069	0.079	0.076	0.074	0.065	0.158	0.162	0.102	0.133	0.222
K	1.789	1.778	1.785	1.809	1.741	1.853	1.927	1.910	1.940	1.931
Soma B	1.869	1.872	1.873	1.895	1.825	2.011	2.089	2.020	2.076	2.154
F	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000
Total	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000	4.000

IV.2.6. Feldspato

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I												
Amostra	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118
Referência	b1_feld1	b1_feld2	b1_feld3	b1_feld4	b1_feld5	b1_feld6	b1_feld7	b1_feld8	b1_feld9	b1_feld10	b1_feld11	b1_feld12
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO₂	66.683	67.604	69.096	68.065	67.652	68.237	68.711	68.013	67.462	64.993	68.981	66.226
TiO₂	0.009	n.d.	0.005	0.052	n.d.	0.005	0.015	n.d.	0.044	n.d.	0.020	0.024
Al₂O₃	18.195	18.776	18.891	18.864	18.954	19.240	19.022	18.990	19.045	18.043	18.964	18.227
Fe₂O₃	0.159	0.187	0.198	0.450	0.181	0.129	0.094	0.187	0.128	0.190	0.129	0.204
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	0.026	n.d.	0.004	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	0.004	n.d.
CaO	0.026	0.042	0.042	0.145	0.130	0.104	0.090	0.156	0.173	0.002	0.014	0.013
K₂O	10.461	5.696	0.123	1.360	3.296	1.188	1.885	4.676	4.885	13.472	1.349	12.238
Na₂O	4.083	7.591	11.328	10.305	9.017	10.552	10.188	8.028	7.902	1.848	10.822	2.828
BaO	0.335	0.282	0.036	0.129	0.223	0.230	0.070	0.366	0.461	0.532	0.181	0.331
SrO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.951	100.178	99.719	99.396	99.453	99.689	100.075	100.416	100.101	99.080	100.464	100.091
Número de iões na base de 32 oxigénios												
Si	12.089	12.035	12.087	12.023	12.021	12.009	12.056	12.032	11.997	12.043	12.055	12.066
Ti	0.001	0.000	0.001	0.007	0.000	0.001	0.002	0.000	0.006	0.000	0.003	0.003
Al	3.887	3.939	3.894	3.927	3.969	3.990	3.933	3.959	3.991	3.940	3.906	3.914
Fe³⁺	0.022	0.025	0.026	0.060	0.024	0.017	0.012	0.025	0.017	0.026	0.017	0.028
Mg	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Ca	0.005	0.008	0.008	0.027	0.025	0.020	0.017	0.030	0.033	0.000	0.003	0.003
Na	1.435	2.620	3.842	3.529	3.106	3.600	3.466	2.753	2.724	0.664	3.667	0.999
K	2.419	1.293	0.027	0.306	0.747	0.267	0.422	1.055	1.108	3.184	0.301	2.844
Ba	0.024	0.020	0.002	0.009	0.016	0.016	0.005	0.025	0.032	0.039	0.012	0.024
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	19.882	19.940	19.887	19.895	19.909	19.920	19.913	19.880	19.909	19.897	19.964	19.881
Termos finais												
Or	62.684	32.985	0.708	7.933	19.264	6.862	10.806	27.492	28.668	82.740	7.575	73.959
Ab	37.185	66.811	99.089	91.357	80.098	92.633	88.761	71.737	70.480	17.250	92.359	25.975
An	0.131	0.204	0.203	0.710	0.638	0.505	0.433	0.770	0.853	0.010	0.066	0.066
Classificação (Deer et al., 1992)												
	Felds.	Plag.	Plag.	Plag.	Plag.	Plag.	Plag.	Plag.	Plag.	Felds.	Plag.	Felds.

F = Fenocristal; **xenocr.** = Xenocristal

Or = Ortose; **Ab** = Albite; **An** = Anortite; **Felds. Alc.** = Feldspato alcalino; **Plag.** = Plagioclase

n.d. = Abaixo do limite de detecção

Os algarismos precedidos por (*) indicam análises ao longo de um perfil.

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118
Referência	b1_feld13	b1_feld14	b1_feld15	b1_feld16	b1_feld17	b1_feld18	b1_feld19	b1_feld20	b2_feld2	b2_feld3	b2_feld4	b2_feld5
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	68.954	69.269	69.159	68.098	67.156	68.169	68.314	69.099	65.566	67.553	65.370	65.982
TiO ₂	0.012	0.004	0.006	0.024	n.d.	0.008	0.042	0.008	0.026	0.031	0.023	n.d.
Al ₂ O ₃	19.260	19.046	19.066	18.920	18.452	19.097	18.978	19.247	18.444	19.000	18.233	18.161
Fe ₂ O ₃	0.144	0.183	0.176	0.154	0.161	0.114	0.163	0.157	0.171	0.160	0.120	0.124
MgO	0.010	0.003	0.001	n.d.	n.d.	0.008	n.d.	n.d.	0.008	0.003	n.d.	n.d.
CaO	0.098	0.067	0.084	0.068	n.d.	0.119	0.112	0.088	0.052	0.103	n.d.	n.d.
K ₂ O	0.140	0.173	1.040	2.361	9.036	2.200	3.476	0.251	11.423	4.149	13.029	12.699
Na ₂ O	11.399	11.332	10.608	9.625	5.084	9.831	8.938	11.212	3.253	8.494	2.126	2.455
BaO	n.d.	0.053	0.260	0.215	0.132	0.193	0.237	0.260	0.462	0.424	0.407	0.526
SrO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100.017	100.130	100.400	99.465	100.021	99.739	100.260	100.322	99.405	99.917	99.308	99.947
Número de iões na base de 32 oxigénios												
Si	12.032	12.072	12.069	12.050	12.083	12.026	12.043	12.041	12.013	12.004	12.045	12.073
Ti	0.002	0.001	0.001	0.003	0.000	0.001	0.006	0.001	0.004	0.004	0.003	0.000
Al	3.960	3.912	3.921	3.945	3.913	3.970	3.943	3.953	3.982	3.979	3.959	3.916
Fe ³⁺	0.019	0.024	0.023	0.021	0.022	0.015	0.022	0.021	0.024	0.021	0.017	0.017
Mg	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000
Ca	0.018	0.013	0.016	0.013	0.000	0.022	0.021	0.016	0.010	0.020	0.000	0.000
Na	3.856	3.829	3.589	3.302	1.773	3.362	3.055	3.788	1.155	2.926	0.759	0.871
K	0.031	0.038	0.232	0.533	2.074	0.495	0.782	0.056	2.670	0.940	3.062	2.964
Ba	0.000	0.004	0.018	0.015	0.009	0.013	0.016	0.018	0.033	0.030	0.029	0.038
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	19.921	19.893	19.868	19.881	19.874	19.909	19.887	19.893	19.893	19.925	19.875	19.878
Termos finais												
Or	0.798	0.991	6.035	13.850	53.905	12.760	20.263	1.445	69.607	24.199	80.128	77.291
Ab	98.733	98.686	93.556	85.815	46.095	86.660	79.189	98.129	30.127	75.296	19.872	22.709
An	0.469	0.322	0.409	0.335	0.000	0.580	0.548	0.426	0.266	0.505	0.000	0.000
Classificação (Deer et al., 1992)												
	Plag.	Plag.	Plag.	Plag.	Felds.	Plag.	Plag.	Plag.	Felds.	Plag.	Felds.	Felds.

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118
Referência	b2_feld6	b2_feld7	b2_feld8	b3_feld1	b3_feld2	b3_feld3	b3_feld4	b3_feld5	b3_feld6	b3_feld7	b3_feld8	b3_feld9
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	69.812	67.843	68.121	66.670	64.953	64.608	66.621	67.296	66.167	66.347	66.635	66.973
TiO ₂	0.010	0.024	n.d.	0.031	0.023	0.013	0.033	n.d.	0.012	0.018	0.037	0.021
Al ₂ O ₃	19.071	18.663	18.637	18.905	18.433	18.428	18.713	18.773	18.645	18.630	18.876	18.966
Fe ₂ O ₃	0.191	0.197	0.174	0.121	0.163	0.163	0.169	0.130	0.219	0.206	0.198	0.209
MgO	n.d.	0.001	0.002	n.d.	0.005	0.001	n.d.	0.014	n.d.	n.d.	0.002	n.d.
CaO	0.120	0.089	0.062	0.044	n.d.	n.d.	0.039	0.062	0.052	0.081	0.101	0.071
K ₂ O	0.152	6.863	6.009	6.131	12.685	12.868	7.277	4.263	8.535	8.200	6.775	5.635
Na ₂ O	11.255	6.502	7.235	7.027	2.233	2.291	6.193	8.488	5.439	5.539	6.635	7.331
BaO	0.143	0.337	0.378	0.286	0.510	0.733	0.423	0.233	0.472	0.494	0.523	0.485
SrO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	100.754	100.519	100.618	99.215	99.005	99.105	99.468	99.259	99.541	99.515	99.782	99.691
Número de íons na base de 32 oxigênios												
Si	12.091	12.071	12.080	11.997	12.002	11.970	12.016	12.027	11.995	12.011	11.980	11.992
Ti	0.001	0.003	0.000	0.004	0.003	0.002	0.004	0.000	0.002	0.002	0.005	0.003
Al	3.893	3.913	3.895	4.009	4.014	4.024	3.978	3.954	3.983	3.975	3.999	4.002
Fe ³⁺	0.025	0.026	0.023	0.016	0.023	0.023	0.023	0.017	0.030	0.028	0.027	0.028
Mg	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.001	0.000
Ca	0.022	0.017	0.012	0.008	0.000	0.000	0.008	0.012	0.010	0.016	0.019	0.014
Na	3.779	2.243	2.487	2.452	0.800	0.823	2.166	2.941	1.912	1.944	2.313	2.545
K	0.034	1.558	1.359	1.407	2.990	3.041	1.674	0.972	1.974	1.894	1.554	1.287
Ba	0.010	0.023	0.026	0.020	0.037	0.053	0.030	0.016	0.034	0.035	0.037	0.034
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	19.855	19.856	19.884	19.915	19.871	19.936	19.899	19.943	19.939	19.904	19.935	19.905
Termos finais												
Or	0.876	40.803	35.229	36.390	78.893	78.704	43.517	24.763	50.668	49.142	39.985	33.469
Ab	98.544	58.752	64.466	63.390	21.107	21.296	56.287	74.935	49.073	50.451	59.515	66.177
An	0.581	0.444	0.305	0.219	0.000	0.000	0.196	0.302	0.259	0.408	0.501	0.354
Classificação (Deer et al., 1992)												
	Plag.	Plag.	Plag.	Plag.	Felds.	Felds.	Plag.	Plag.	Felds.	Plag.	Plag.	Plag.

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154
Referência	b3_feld10	b5_feld1	b5_feld2	b7_feld1	b7_feld2	b7_feld3	b7_feld4	b2_feld1	b2_feld2	b2_feld3	b4_feld1	b4_feld2
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	65.911	68.746	67.213	68.842	68.412	66.197	68.117	63.344	63.336	63.125	63.568	64.515
TiO ₂	0.024	0.014	0.020	0.019	0.021	0.019	0.017	0.092	0.017	0.005	0.044	0.048
Al ₂ O ₃	18.525	19.449	18.679	19.604	19.027	18.403	19.009	18.461	18.340	18.306	18.448	18.385
Fe ₂ O ₃	0.176	0.171	0.194	0.142	0.163	0.137	0.159	0.366	0.392	0.278	0.233	0.292
MgO	0.005	n.d.	0.013	n.d.	n.d.	0.012	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.006	0.129	0.079	0.074	0.121	0.001	0.072	n.d.	n.d.	n.d.	0.006	n.d.
K ₂ O	10.645	0.884	7.075	2.909	3.863	11.034	5.248	13.235	13.195	13.411	13.318	13.489
Na ₂ O	3.802	10.706	6.276	9.269	8.717	3.590	7.580	1.460	1.499	1.384	1.454	1.457
BaO	0.478	0.292	0.557	0.212	0.247	0.361	0.332	2.284	2.211	1.976	1.936	1.659
SrO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.093	0.132	0.092	0.117	0.154
Total	99.572	100.391	100.106	101.071	100.571	99.754	100.534	99.335	99.122	98.577	99.124	99.999
Número de iões na base de 32 oxigénios												
Si	12.019	12.003	12.042	12.003	12.041	12.050	12.047	11.876	11.896	11.907	11.909	11.955
Ti	0.003	0.002	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.013	0.002	0.001	0.006	0.007
Al	3.981	4.002	3.944	4.028	3.947	3.948	3.962	4.079	4.060	4.069	4.073	4.015
Fe ³⁺	0.024	0.022	0.026	0.019	0.022	0.019	0.021	0.052	0.055	0.039	0.033	0.041
Mg	0.001	0.000	0.003	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.001	0.024	0.015	0.014	0.023	0.000	0.014	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Na	1.344	3.624	2.180	3.133	2.974	1.267	2.599	0.531	0.546	0.506	0.528	0.523
K	2.476	0.197	1.617	0.647	0.867	2.562	1.184	3.165	3.161	3.227	3.183	3.188
Ba	0.034	0.020	0.039	0.014	0.017	0.026	0.023	0.168	0.163	0.146	0.142	0.120
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.014	0.010	0.013	0.017
Total	19.885	19.894	19.869	19.861	19.893	19.878	19.851	19.894	19.898	19.905	19.887	19.866
Termos finais												
Or	64.796	5.121	42.416	17.053	22.442	66.909	31.184	85.641	85.276	86.442	85.741	85.899
Ab	35.173	94.252	57.186	82.583	76.967	33.086	68.456	14.359	14.724	13.558	14.227	14.101
An	0.031	0.628	0.398	0.364	0.590	0.005	0.359	0.000	0.000	0.000	0.032	0.000
Classificação (Deer et al., 1992)												
	Felds.	Plag.	Plag.	Plag.	Plag.	Felds.	Plag.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-154	CY-154	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190
Referência	b4_feld3	b4_feld4	b1_feld2	b1_feld3	b1_feld4	b1_feld5	b1_feld6	b1_feld7	b2_feld2	b2_feld4	b4_feld2	b4_feld3
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	64.262	64.921	65.873	65.484	66.059	66.899	65.928	67.241	67.522	67.489	66.460	68.594
TiO ₂	0.030	0.027	0.013	0.047	0.038	n.d.	0.035	0.024	0.049	0.019	n.d.	0.018
Al ₂ O ₃	18.330	18.071	19.151	18.486	18.664	18.848	18.500	18.902	18.874	18.737	17.905	18.766
Fe ₂ O ₃	0.254	0.242	0.157	0.149	0.192	0.177	0.199	0.212	0.113	0.184	0.130	0.169
MgO	0.007	0.007	n.d.	0.005	0.007	0.004	n.d.	0.005	n.d.	n.d.	0.006	n.d.
CaO	n.d.	0.004	0.073	0.036	0.071	0.068	0.049	0.108	0.073	0.080	0.012	0.145
K ₂ O	13.484	14.139	8.399	10.822	7.436	5.948	10.497	5.837	6.125	6.779	13.105	2.613
Na ₂ O	1.497	1.234	5.410	3.634	6.039	7.155	4.056	7.295	6.953	6.610	2.229	9.612
BaO	1.426	1.042	0.329	0.456	0.525	0.425	0.429	0.181	0.384	0.410	0.361	0.233
SrO	0.095	0.103	0.288	0.192	0.234	0.206	0.227	0.231	0.275	0.224	0.121	0.200
Total	99.385	99.790	99.693	99.311	99.265	99.730	99.920	100.036	100.368	100.532	100.329	100.350
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	11.960	12.023	11.925	11.998	11.983	11.999	11.999	12.001	12.028	12.035	12.120	12.065
Ti	0.004	0.004	0.002	0.006	0.005	0.000	0.005	0.003	0.007	0.003	0.000	0.002
Al	4.020	3.944	4.086	3.992	3.990	3.984	3.968	3.976	3.962	3.938	3.848	3.890
Fe ³⁺	0.036	0.034	0.021	0.021	0.026	0.024	0.027	0.029	0.015	0.025	0.018	0.022
Mg	0.002	0.002	0.000	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000
Ca	0.000	0.001	0.014	0.007	0.014	0.013	0.010	0.021	0.014	0.015	0.002	0.027
Na	0.540	0.443	1.899	1.291	2.124	2.488	1.431	2.524	2.401	2.285	0.788	3.278
K	3.201	3.340	1.939	2.529	1.721	1.361	2.437	1.329	1.392	1.542	3.049	0.586
Ba	0.104	0.076	0.023	0.033	0.037	0.030	0.031	0.013	0.027	0.029	0.026	0.016
Sr	0.010	0.011	0.030	0.020	0.025	0.021	0.024	0.024	0.028	0.023	0.013	0.020
Total	19.878	19.876	19.939	19.899	19.926	19.921	19.932	19.920	19.874	19.895	19.865	19.908
Termos finais												
Or	85.563	88.270	50.346	66.087	44.596	35.238	62.846	34.305	36.559	40.131	79.411	15.066
Ab	14.437	11.709	49.287	33.728	55.046	64.424	36.907	65.162	63.075	59.472	20.528	84.232
An	0.000	0.021	0.368	0.185	0.358	0.338	0.246	0.533	0.366	0.398	0.061	0.702
Classificação (Deer et al., 1992)												
	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Plag.	Plag.	Felds.	Plag.	Plag.	Plag.	Felds.	Plag.

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)								
Amostra	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190
Referência	b4_feld4	b4_feld5	b4_feld6	b4_feld7	b4_feld8	b4_feld9	b4_feld10	b4_feld11
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO₂	68.552	67.488	68.194	68.954	69.241	66.119	69.980	69.760
TiO₂	0.022	0.034	0.037	0.008	0.003	n.d.	n.d.	0.012
Al₂O₃	18.852	18.344	18.524	18.394	18.783	17.504	19.031	19.086
Fe₂O₃	0.166	0.181	0.166	0.177	0.160	0.126	0.166	0.156
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.149	0.091	0.093	0.031	0.130	0.067	0.042	0.052
K₂O	2.617	6.217	5.776	3.863	0.203	12.817	0.191	0.194
Na₂O	9.534	7.094	7.232	9.059	11.278	2.338	11.550	11.547
BaO	0.208	0.376	0.318	0.268	0.264	0.331	0.080	n.d.
SrO	0.173	0.265	0.187	0.196	0.221	0.218	0.108	0.073
Total	100.273	100.090	100.527	100.960	100.283	99.520	101.148	100.880
Número de íons na base de 32 oxigénios								
Si	12.060	12.072	12.096	12.114	12.088	12.153	12.089	12.075
Ti	0.003	0.005	0.005	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002
Al	3.908	3.867	3.872	3.808	3.864	3.792	3.874	3.893
Fe³⁺	0.022	0.024	0.022	0.023	0.021	0.017	0.022	0.020
Mg	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.028	0.017	0.018	0.006	0.024	0.013	0.008	0.010
Na	3.252	2.460	2.487	3.085	3.817	0.833	3.868	3.875
K	0.587	1.419	1.307	0.866	0.045	3.005	0.042	0.043
Ba	0.014	0.026	0.022	0.018	0.018	0.024	0.005	0.000
Sr	0.018	0.027	0.019	0.020	0.022	0.023	0.011	0.007
Total	19.892	19.917	19.849	19.945	19.900	19.861	19.919	19.925
Termos finais								
Or	15.187	36.410	34.288	21.878	1.163	78.026	1.074	1.091
Ab	84.087	63.143	65.249	77.975	98.211	21.632	98.727	98.664
An	0.726	0.448	0.464	0.147	0.626	0.343	0.198	0.246
Classificação (Deer et al., 1992)								
	Plag.	Plag.	Plag.	Plag.	Plag.	Felds.	Plag.	Plag.

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO II												
Amostra	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39
Referência	b1_feld1	b1_feld2	b1_feld3	b1_feld4	b1_feld5	b1_feld6	b1_feld7	b2_feld1	b2_feld2	b2_feld3	b2_feld4	b2_feld5
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	66.546	66.088	65.479	66.050	64.713	64.346	66.049	63.944	65.808	66.411	65.362	65.850
TiO ₂	n.d.	0.012	n.d.	0.018	0.037	0.013	n.d.	0.046	0.007	0.003	0.008	0.022
Al ₂ O ₃	18.221	18.253	18.396	18.154	18.731	18.648	18.051	18.661	18.285	18.158	18.196	18.205
Fe ₂ O ₃	0.237	0.254	0.298	0.283	0.328	0.356	0.276	0.365	0.305	0.287	0.278	0.322
MgO	0.004	0.005	0.008	n.d.	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	n.d.	0.009
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	0.006	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.012
K ₂ O	13.541	13.379	13.304	13.589	12.663	12.922	13.612	12.700	13.667	13.411	13.568	13.615
Na ₂ O	1.986	1.923	1.906	1.885	1.931	1.952	1.876	1.914	1.806	1.936	1.984	1.882
BaO	0.158	0.549	0.807	0.152	2.123	1.583	0.065	2.349	0.253	0.444	0.193	0.237
SrO	0.112	0.054	0.124	0.121	0.192	0.136	0.015	0.179	0.079	0.155	0.100	0.129
Total	100.805	100.517	100.322	100.252	100.721	99.965	99.949	100.158	100.210	100.809	99.689	100.283
Número de íons na base de 32 oxigénios												
Si	12.081	12.057	12.004	12.067	11.911	11.908	12.087	11.873	12.040	12.078	12.026	12.042
Ti	0.000	0.002	0.000	0.002	0.005	0.002	0.000	0.006	0.001	0.000	0.001	0.003
Al	3.898	3.925	3.975	3.909	4.063	4.067	3.893	4.084	3.942	3.892	3.945	3.924
Fe ³⁺	0.032	0.035	0.041	0.039	0.045	0.050	0.038	0.051	0.042	0.039	0.038	0.044
Mg	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002
Na	0.699	0.680	0.677	0.668	0.689	0.700	0.666	0.689	0.641	0.683	0.708	0.667
K	3.136	3.114	3.111	3.167	2.973	3.050	3.178	3.008	3.190	3.111	3.184	3.176
Ba	0.011	0.039	0.058	0.011	0.153	0.115	0.005	0.171	0.018	0.032	0.014	0.017
Sr	0.012	0.006	0.013	0.013	0.020	0.015	0.002	0.019	0.008	0.016	0.011	0.014
Total	19.871	19.858	19.882	19.874	19.861	19.908	19.869	19.902	19.882	19.853	19.927	19.892
Termos finais												
Or	81.772	82.071	82.119	82.588	81.171	81.302	82.660	81.363	83.275	82.007	81.817	82.588
Ab	18.228	17.929	17.881	17.412	18.813	18.666	17.314	18.637	16.725	17.993	18.183	17.351
An	0.000	0.000	0.000	0.000	0.016	0.032	0.026	0.000	0.000	0.000	0.000	0.061
Classificação (Deer et al., 1992)												
	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39
Referência	b2_feld6	b2_feld7	b2_feld8	b3_feld1	b3_feld2	b3_feld3	b3_feld4	b3_feld5	b3_feld6	b3_feld7	b3_feld8	b3_feld9
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO₂	64.914	66.008	65.787	66.975	66.403	66.719	66.390	66.191	66.343	66.662	66.545	66.021
TiO₂	n.d.	n.d.	0.021	0.003	0.014	0.005	0.013	0.019	0.013	n.d.	n.d.	n.d.
Al₂O₃	18.460	18.185	18.129	18.053	18.133	18.153	18.323	18.165	18.215	18.200	18.131	18.185
Fe₂O₃	0.309	0.301	0.330	0.282	0.296	0.263	0.286	0.267	0.266	0.286	0.249	0.270
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.014	0.008	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.009	0.003	0.032	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.006	n.d.	n.d.
K₂O	13.121	13.988	13.414	13.521	13.406	13.577	13.508	13.449	13.991	13.514	13.302	13.634
Na₂O	1.970	1.592	1.958	1.969	1.948	1.870	1.909	2.027	1.526	1.922	2.075	1.835
BaO	1.171	0.190	0.682	0.201	0.154	0.207	0.146	0.149	0.237	0.146	0.080	0.157
SrO	0.139	0.105	0.109	0.120	0.059	0.099	0.079	0.058	0.099	0.114	0.113	0.113
Total	100.093	100.372	100.462	101.125	100.413	100.893	100.668	100.333	100.690	100.850	100.495	100.215
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	11.963	12.063	12.040	12.118	12.091	12.100	12.064	12.071	12.079	12.091	12.098	12.066
Ti	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	0.001	0.002	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000
Al	4.009	3.916	3.910	3.849	3.891	3.880	3.924	3.904	3.908	3.890	3.885	3.917
Fe³⁺	0.043	0.041	0.045	0.038	0.041	0.036	0.039	0.037	0.036	0.039	0.034	0.037
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.002	0.001	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Na	0.704	0.564	0.695	0.691	0.688	0.657	0.673	0.717	0.539	0.676	0.731	0.650
K	3.084	3.261	3.132	3.120	3.114	3.141	3.131	3.129	3.249	3.127	3.085	3.178
Ba	0.085	0.014	0.049	0.014	0.011	0.015	0.010	0.011	0.017	0.010	0.006	0.011
Sr	0.015	0.011	0.012	0.013	0.006	0.010	0.008	0.006	0.010	0.012	0.012	0.012
Total	19.905	19.871	19.892	19.844	19.842	19.840	19.855	19.879	19.841	19.846	19.851	19.871
Termos finais												
Or	81.382	85.240	81.709	81.874	81.910	82.690	82.319	81.363	85.780	82.201	80.835	83.018
Ab	18.571	14.745	18.127	18.121	18.090	17.310	17.681	18.637	14.220	17.768	19.165	16.982
An	0.047	0.015	0.164	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.031	0.000	0.000
Classificação (Deer et al., 1992)												
	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48
Referência	b3_feld10	b5_feld1	b5_feld2	b5_feld3	b5_feld5	b5_feld6	b1_feld1	b1_feld2	b1_feld3	b1_feld4	b1_feld5	b1_feld6
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	65.947	65.227	65.232	65.296	64.490	64.459	65.716	66.250	65.676	66.252	64.853	65.004
TiO ₂	0.009	0.025	0.033	n.d.	0.051	0.022	n.d.	n.d.	n.d.	0.033	0.005	n.d.
Al ₂ O ₃	18.116	18.012	18.133	18.100	18.279	18.302	18.162	17.904	18.149	18.011	18.247	18.128
Fe ₂ O ₃	0.282	0.310	0.303	0.328	0.298	0.357	0.323	0.277	0.257	0.311	0.397	0.396
MgO	n.d.	0.002	0.004	n.d.	0.005	0.006	n.d.	0.012	n.d.	0.012	0.005	n.d.
CaO	n.d.	0.013	0.019	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	n.d.	n.d.	n.d.	0.021	0.008
K ₂ O	13.344	13.511	13.643	13.441	13.169	13.260	12.871	12.960	12.877	13.144	12.645	12.885
Na ₂ O	1.947	1.996	1.788	1.933	1.948	1.894	2.408	2.284	2.421	2.228	2.498	2.367
BaO	0.365	0.120	0.224	0.128	0.626	1.004	0.215	0.036	0.112	0.067	0.325	0.203
SrO	0.060	0.076	0.085	0.137	0.164	0.142	0.120	0.082	0.067	0.055	0.137	0.147
Total	100.070	99.292	99.464	99.363	99.030	99.446	99.819	99.805	99.559	100.113	99.133	99.138
Número de íons na base de 32 oxigênios												
Si	12.071	12.041	12.031	12.041	11.974	11.959	12.044	12.113	12.053	12.090	11.986	12.011
Ti	0.001	0.003	0.005	0.000	0.007	0.003	0.000	0.000	0.000	0.005	0.001	0.000
Al	3.908	3.919	3.941	3.933	4.000	4.002	3.923	3.858	3.925	3.873	3.974	3.947
Fe ³⁺	0.039	0.043	0.042	0.045	0.042	0.050	0.045	0.038	0.035	0.043	0.055	0.055
Mg	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.003	0.000	0.003	0.001	0.000
Ca	0.000	0.003	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.002
Na	0.691	0.714	0.639	0.691	0.701	0.681	0.856	0.810	0.861	0.788	0.895	0.848
K	3.116	3.182	3.210	3.162	3.119	3.138	3.009	3.023	3.014	3.059	2.981	3.037
Ba	0.026	0.009	0.016	0.009	0.046	0.073	0.015	0.003	0.008	0.005	0.024	0.015
Sr	0.006	0.008	0.009	0.015	0.018	0.015	0.013	0.009	0.007	0.006	0.015	0.016
Total	19.858	19.922	19.898	19.896	19.908	19.922	19.905	19.855	19.905	19.872	19.936	19.930
Termos finais												
Or	81.849	81.610	83.309	82.063	81.645	82.163	77.845	78.874	77.776	79.515	76.826	78.142
Ab	18.151	18.324	16.594	17.937	18.355	17.837	22.135	21.126	22.224	20.485	23.067	21.817
An	0.000	0.066	0.097	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000	0.000	0.000	0.107	0.041
Classificação (Deer et al., 1992)												
	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48	CY-48
Referência	b1_feld7	b1_feld8	b2_feld1	b2_feld2	b2_feld3	b2_feld4	b2_feld5	b2_feld6	b3_feld1	b3_feld2	b3_feld3	b3_feld4
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	65.669	65.313	66.917	65.859	66.550	67.041	66.267	66.079	65.375	65.723	65.463	65.280
TiO ₂	0.017	0.021	0.025	0.009	n.d.	n.d.	0.020	n.d.	0.021	n.d.	0.032	0.015
Al ₂ O ₃	18.166	18.017	18.074	18.332	17.872	17.958	17.964	18.040	18.292	17.814	17.920	18.135
Fe ₂ O ₃	0.258	0.277	0.348	0.375	0.350	0.307	0.286	0.332	0.433	0.278	0.386	0.303
MgO	n.d.	0.008	0.013	n.d.	0.005	n.d.	0.012	0.005	n.d.	0.002	0.009	n.d.
CaO	0.007	n.d.	n.d.	0.016	n.d.	n.d.	0.012	0.008	0.017	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O	12.993	13.132	12.809	12.483	12.993	13.013	12.998	12.914	12.575	12.969	12.653	12.731
Na ₂ O	2.309	2.366	2.237	2.451	2.200	2.269	2.277	2.230	2.284	2.343	2.408	2.434
BaO	0.180	0.144	0.088	0.513	0.109	0.093	n.d.	0.109	0.347	0.082	0.143	0.096
SrO	0.075	0.089	0.117	0.147	0.040	0.072	0.071	0.021	0.141	0.083	0.126	0.091
Total	99.674	99.367	100.628	100.185	100.119	100.753	99.907	99.738	99.485	99.294	99.140	99.085
Número de iões na base de 32 oxigénios												
Si	12.048	12.039	12.120	12.029	12.129	12.138	12.103	12.090	12.018	12.096	12.065	12.036
Ti	0.002	0.003	0.003	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.003	0.000	0.004	0.002
Al	3.928	3.914	3.858	3.946	3.839	3.832	3.867	3.890	3.963	3.864	3.892	3.941
Fe ³⁺	0.036	0.038	0.047	0.051	0.048	0.042	0.039	0.046	0.060	0.038	0.053	0.042
Mg	0.000	0.002	0.004	0.000	0.001	0.000	0.003	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000
Ca	0.001	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002	0.002	0.003	0.000	0.000	0.000
Na	0.821	0.845	0.786	0.868	0.777	0.796	0.806	0.791	0.814	0.836	0.860	0.870
K	3.041	3.088	2.959	2.908	3.021	3.005	3.028	3.014	2.949	3.045	2.975	2.994
Ba	0.013	0.010	0.006	0.037	0.008	0.007	0.000	0.008	0.025	0.006	0.010	0.007
Sr	0.008	0.010	0.012	0.016	0.004	0.008	0.008	0.002	0.015	0.009	0.013	0.010
Total	19.899	19.949	19.796	19.859	19.827	19.827	19.859	19.844	19.849	19.894	19.876	19.902
Termos finais												
Or	78.706	78.503	79.025	76.953	79.533	79.051	78.925	79.179	78.297	78.457	77.565	77.485
Ab	21.258	21.497	20.975	22.964	20.467	20.949	21.014	20.780	21.614	21.543	22.435	22.515
An	0.036	0.000	0.000	0.083	0.000	0.000	0.061	0.041	0.089	0.000	0.000	0.000
Classificação (Deer et al., 1992)												
	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-48	CY-48	CY-48	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103
Referência	b3_feld5	b3_feld6	b3_feld7	b1_feld1	b1_feld2	b1_feld3	b1_feld4	b2_feld1	b2_feld2	b2_feld3	b2_feld4	b2_feld5
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	65.869	64.785	65.207	65.772	66.242	67.085	66.108	64.691	65.885	65.283	65.802	64.707
TiO ₂	0.002	n.d.	0.034	0.036	n.d.	0.017	0.017	0.030	0.036	0.010	0.002	n.d.
Al ₂ O ₃	17.953	18.163	18.974	18.027	18.340	18.163	18.514	18.272	18.244	18.312	18.137	18.391
Fe ₂ O ₃	0.280	0.399	0.441	0.220	0.309	0.253	0.271	0.240	0.254	0.279	0.189	0.321
MgO	0.002	n.d.	0.011	0.003	0.014	0.002	n.d.	0.001	0.005	0.021	n.d.	0.004
CaO	n.d.	0.022	0.032	n.d.	n.d.	0.004	0.008	n.d.	n.d.	0.017	n.d.	0.014
K ₂ O	12.576	12.807	12.240	13.202	12.794	11.870	12.702	13.226	12.632	12.449	13.454	12.533
Na ₂ O	2.553	2.339	2.265	2.195	2.426	3.184	2.348	2.093	2.698	2.685	2.067	2.471
BaO	0.109	0.211	0.127	0.092	0.364	0.040	1.004	0.330	0.024	0.283	0.058	0.037
SrO	0.101	0.156	0.145	0.070	0.065	0.086	0.076	0.110	0.062	0.114	0.034	0.048
Total	99.445	98.882	99.476	99.617	100.554	100.704	101.048	98.993	99.840	99.453	99.743	98.526
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	12.087	12.000	11.945	12.072	12.046	12.107	12.013	11.990	12.042	12.004	12.066	11.987
Ti	0.000	0.000	0.005	0.005	0.000	0.002	0.002	0.004	0.005	0.001	0.000	0.000
Al	3.882	3.965	4.096	3.899	3.931	3.863	3.965	3.991	3.930	3.968	3.919	4.015
Fe ³⁺	0.039	0.056	0.061	0.030	0.042	0.034	0.037	0.033	0.035	0.039	0.026	0.045
Mg	0.001	0.000	0.003	0.001	0.004	0.001	0.000	0.000	0.001	0.006	0.000	0.001
Ca	0.000	0.004	0.006	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.003	0.000	0.003
Na	0.908	0.840	0.804	0.781	0.855	1.114	0.827	0.752	0.956	0.957	0.735	0.887
K	2.944	3.026	2.860	3.091	2.968	2.732	2.944	3.127	2.945	2.920	3.147	2.962
Ba	0.008	0.015	0.009	0.007	0.026	0.003	0.071	0.024	0.002	0.020	0.004	0.003
Sr	0.011	0.017	0.015	0.007	0.007	0.009	0.008	0.012	0.007	0.012	0.004	0.005
Total	19.879	19.923	19.804	19.894	19.879	19.866	19.870	19.933	19.922	19.930	19.902	19.908
Termos finais												
Or	76.421	78.185	77.916	79.828	77.628	71.024	78.035	80.612	75.494	75.248	81.070	76.888
Ab	23.579	21.702	21.913	20.172	22.372	28.955	21.924	19.388	24.506	24.666	18.930	23.040
An	0.000	0.113	0.171	0.000	0.000	0.020	0.041	0.000	0.000	0.086	0.000	0.072
Classificação (Deer et al., 1992)												
	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180
Referência	b4_feld1	b4_feld2	b4_feld3	b4_feld4	b1_feld2	b1_feld3	b1_feld4	b1_feld5	b1_feld6	b1_feld7	b1_feld8	b2_feld1
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	66.242	65.920	64.694	64.758	66.499	66.094	66.646	66.804	66.062	66.835	66.410	66.869
TiO ₂	0.008	0.027	0.023	0.025	n.d.	n.d.	0.051	0.011	n.d.	0.029	0.005	0.025
Al ₂ O ₃	18.523	18.069	18.544	18.617	18.240	18.058	18.131	18.151	18.149	18.134	18.129	18.229
Fe ₂ O ₃	0.221	0.222	0.220	0.273	0.246	0.285	0.260	0.266	0.247	0.339	0.286	0.242
MgO	0.010	n.d.	0.002	0.013	n.d.	n.d.	0.013	n.d.	0.006	0.010	0.004	n.d.
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	0.011	0.008	n.d.	n.d.	0.009	0.001	n.d.	n.d.	n.d.
K ₂ O	12.616	12.800	12.511	12.135	12.367	13.685	10.899	11.713	11.989	11.868	12.022	12.798
Na ₂ O	2.261	2.637	2.437	2.761	2.738	1.785	3.488	3.091	3.159	3.120	2.973	2.345
BaO	0.045	n.d.	1.298	1.065	0.157	0.302	0.242	0.051	0.150	0.065	0.159	0.155
SrO	0.050	0.024	0.089	0.161	0.036	0.075	0.076	0.079	0.031	0.065	0.123	0.092
Total	99.976	99.699	99.818	99.819	100.291	100.284	99.806	100.175	99.794	100.465	100.111	100.755
Número de iões na base de 32 oxigénios												
Si	12.058	12.067	11.942	11.928	12.080	12.082	12.103	12.108	12.061	12.095	12.082	12.101
Ti	0.001	0.004	0.003	0.003	0.000	0.000	0.007	0.001	0.000	0.004	0.001	0.003
Al	3.974	3.898	4.034	4.041	3.905	3.890	3.880	3.877	3.905	3.868	3.887	3.888
Fe ³⁺	0.030	0.031	0.031	0.038	0.034	0.039	0.036	0.036	0.034	0.046	0.039	0.033
Mg	0.003	0.000	0.001	0.004	0.000	0.000	0.004	0.000	0.002	0.003	0.001	0.000
Ca	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.798	0.936	0.872	0.986	0.964	0.633	1.228	1.086	1.118	1.095	1.049	0.823
K	2.929	2.989	2.946	2.851	2.866	3.191	2.525	2.708	2.792	2.740	2.790	2.954
Ba	0.003	0.000	0.094	0.077	0.011	0.022	0.017	0.004	0.011	0.005	0.011	0.011
Sr	0.005	0.003	0.010	0.017	0.004	0.008	0.008	0.008	0.003	0.007	0.013	0.010
Total	19.802	19.927	19.932	19.948	19.865	19.865	19.808	19.831	19.925	19.861	19.873	19.823
Termos finais												
Or	78.593	76.155	77.158	74.263	74.793	83.456	67.277	71.341	71.401	71.451	72.682	78.218
Ab	21.407	23.845	22.842	25.680	25.167	16.544	32.723	28.613	28.594	28.549	27.318	21.782
An	0.000	0.000	0.000	0.057	0.041	0.000	0.000	0.046	0.005	0.000	0.000	0.000
Classificação (Deer et al., 1992)												
	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180	CY-180
Referência	b2_feld2	b2_feld3	b2_feld4	b2_feld5	b2_feld6	b3_feld1	b3_feld2	b3_feld3	b3_feld4	b3_feld5	b3_feld6	b3_feld7
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	65.751	66.526	66.843	66.920	66.816	65.511	67.426	66.644	65.906	66.532	65.597	66.055
TiO ₂	0.024	0.058	0.008	n.d.	0.031	0.020	n.d.	0.065	0.047	n.d.	0.015	0.012
Al ₂ O ₃	18.477	18.384	18.335	18.204	18.224	18.424	18.112	18.339	18.333	18.155	18.173	18.253
Fe ₂ O ₃	0.288	0.360	0.286	0.243	0.305	0.486	0.299	0.280	0.273	0.262	0.329	0.296
MgO	0.015	n.d.	n.d.	0.005	0.008	0.146	n.d.	0.009	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.018	0.012	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	0.006	0.012	n.d.	0.011	n.d.	0.002
K ₂ O	11.864	11.487	11.639	11.830	12.223	12.544	12.223	11.780	12.372	12.188	12.885	12.455
Na ₂ O	2.964	3.195	3.276	3.190	2.832	2.310	2.943	3.059	2.517	2.912	2.329	2.617
BaO	0.465	0.447	0.024	0.031	n.d.	0.442	0.012	0.504	0.755	0.007	0.234	0.294
SrO	0.147	0.155	0.057	0.051	0.052	0.111	0.056	0.106	0.116	0.083	0.102	0.094
Total	100.013	100.624	100.468	100.474	100.491	99.997	101.077	100.798	100.319	100.150	99.664	100.078
Número de íons na base de 32 oxigénios												
Si	12.004	12.045	12.080	12.100	12.092	11.988	12.128	12.057	12.031	12.089	12.040	12.052
Ti	0.003	0.008	0.001	0.000	0.004	0.003	0.000	0.009	0.006	0.000	0.002	0.002
Al	3.976	3.923	3.905	3.879	3.887	3.973	3.839	3.910	3.944	3.888	3.931	3.925
Fe ³⁺	0.040	0.049	0.039	0.033	0.041	0.067	0.040	0.038	0.038	0.036	0.045	0.041
Mg	0.004	0.000	0.000	0.001	0.002	0.040	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.004	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000
Na	1.049	1.121	1.148	1.118	0.994	0.820	1.026	1.073	0.891	1.026	0.829	0.926
K	2.763	2.653	2.683	2.728	2.822	2.928	2.805	2.718	2.881	2.825	3.017	2.899
Ba	0.033	0.032	0.002	0.002	0.000	0.032	0.001	0.036	0.054	0.000	0.017	0.021
Sr	0.016	0.016	0.006	0.005	0.005	0.012	0.006	0.011	0.012	0.009	0.011	0.010
Total	19.891	19.849	19.863	19.867	19.847	19.863	19.847	19.856	19.857	19.875	19.892	19.875
Termos finais												
Or	72.412	70.244	70.038	70.930	73.957	78.120	73.187	71.658	76.382	73.320	78.449	75.787
Ab	27.495	29.694	29.962	29.070	26.043	21.864	26.782	28.281	23.618	26.624	21.551	24.202
An	0.092	0.062	0.000	0.000	0.000	0.016	0.030	0.061	0.000	0.056	0.000	0.010
Classificação (Deer et al., 1992)												
	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.

ROCHAS MÁFICAS							
Amostra	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-200
Referência	b1_feld3	b1_feld3	b1_feld3	b1_feld5	b1_feld5	b1_feld8	b3_feld2
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	xenocr.	xenocr.	xenocr.	xenocr.	xenocr.	xenocr.	xenocr.
SiO₂	65.631	61.095	65.833	64.719	63.443	66.266	63.588
TiO₂	0.109	0.246	0.146	0.219	0.229	0.079	0.093
Al₂O₃	19.076	20.425	19.506	19.798	19.971	18.929	17.912
Fe₂O₃	0.356	0.408	0.368	0.415	0.480	0.377	0.715
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	0.011	0.006	n.d.	n.d.
CaO	0.142	0.135	0.119	0.254	0.198	0.134	0.089
K₂O	10.095	9.484	9.307	7.973	8.146	9.093	13.865
Na₂O	4.562	3.483	4.853	5.433	4.761	5.222	2.899
BaO	0.605	5.269	1.364	1.810	3.325	0.201	0.003
SrO	0.356	0.845	0.449	0.834	0.670	0.181	0.032
Total	100.932	101.390	101.945	101.466	101.229	100.482	99.196
Número de íons na base de 32 oxigénios							
Si	11.865	11.416	11.812	11.696	11.614	11.931	11.861
Ti	0.015	0.035	0.020	0.030	0.032	0.011	0.013
Al	4.064	4.498	4.125	4.217	4.309	4.017	3.938
Fe³⁺	0.048	0.057	0.050	0.056	0.066	0.051	0.100
Mg	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000
Ca	0.028	0.027	0.023	0.049	0.039	0.026	0.018
Na	1.599	1.262	1.688	1.904	1.690	1.823	1.048
K	2.328	2.261	2.130	1.838	1.902	2.088	3.299
Ba	0.043	0.386	0.096	0.128	0.239	0.014	0.000
Sr	0.037	0.092	0.047	0.087	0.071	0.019	0.003
Total	20.027	20.033	19.990	20.008	19.963	19.980	20.281
Termos finais							
Or	58.871	63.689	55.456	48.487	52.392	53.045	75.576
Ab	40.434	35.549	43.949	50.216	46.539	46.299	24.017
An	0.695	0.761	0.596	1.297	1.070	0.657	0.407
Classificação (Deer et al., 1992)							
	Felds.	Felds.	Felds.	Plag.	Felds.	Felds.	Felds.

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO I												
Amostra	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215	CY-215
Referência	b1_feld1	b1_feld1	b1_feld1	b1_feld2	b1_feld3	b1_feld3	b1_feld3	b2_feld1	b2_feld1	b2_feld1	b2_feld1	b2_feld1
Sector	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	*1	*2	*3	*4	*5
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	64.211	64.823	65.222	64.913	62.840	64.792	65.196	66.229	65.801	66.238	66.126	66.328
TiO ₂	0.062	0.039	0.049	0.039	0.168	0.094	0.032	0.003	0.027	n.d.	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	17.759	17.772	17.684	17.768	18.904	17.900	17.846	18.644	18.371	18.406	18.203	18.350
Fe ₂ O ₃	1.147	1.092	1.004	1.067	1.107	0.955	1.000	0.178	0.164	0.180	0.204	0.161
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.030	0.024	0.036	0.030	0.126	0.034	0.034	0.015	n.d.	0.021	0.020	0.020
K ₂ O	14.374	13.501	13.494	14.322	13.440	14.282	14.191	11.207	12.616	13.084	13.124	12.109
Na ₂ O	1.657	2.319	2.136	1.591	1.268	1.480	1.620	3.897	2.953	2.592	2.620	3.418
BaO	0.119	0.182	0.333	0.089	2.614	0.868	0.430	0.305	0.296	0.170	0.155	0.267
SrO	0.142	0.174	0.187	0.104	0.989	0.203	0.213	0.151	0.083	0.122	0.112	0.115
Total	99.501	99.926	100.145	99.926	101.457	100.608	100.562	100.629	100.311	100.813	100.564	100.768
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	11.937	11.962	12.004	11.986	11.682	11.951	11.986	11.989	12.006	12.027	12.042	12.025
Ti	0.009	0.005	0.007	0.005	0.023	0.013	0.004	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000
Al	3.891	3.865	3.836	3.866	4.142	3.891	3.866	3.978	3.950	3.939	3.907	3.921
Fe ³⁺	0.160	0.152	0.139	0.148	0.155	0.133	0.138	0.024	0.023	0.025	0.028	0.022
Mg	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.006	0.005	0.007	0.006	0.025	0.007	0.007	0.003	0.000	0.004	0.004	0.004
Na	0.597	0.830	0.762	0.570	0.457	0.529	0.577	1.368	1.045	0.912	0.925	1.201
K	3.408	3.178	3.168	3.373	3.187	3.360	3.328	2.588	2.936	3.030	3.049	2.800
Ba	0.009	0.013	0.024	0.006	0.190	0.063	0.031	0.022	0.021	0.012	0.011	0.019
Sr	0.015	0.019	0.020	0.011	0.107	0.022	0.023	0.016	0.009	0.013	0.012	0.012
Total	20.032	20.028	19.967	19.973	19.968	19.969	19.960	19.987	19.994	19.963	19.977	20.004
Termos finais												
Or	84.965	79.205	80.462	85.427	86.861	86.244	85.069	65.376	73.760	76.779	76.646	69.911
Ab	14.886	20.677	19.358	14.423	12.455	13.583	14.760	34.551	26.240	23.117	23.256	29.992
An	0.149	0.118	0.180	0.150	0.684	0.172	0.171	0.073	0.000	0.103	0.098	0.097
Classificação (Deer et al., 1992)												
	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II												
Amostra	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-105	CY-105	CY-105	CY-105
Referência	b3_feld4	b3_feld4	b3_feld3	b3_feld3	b3_feld3	b3_feld2	b3_feld2	b3_feld2	b1_feld1	b1_feld1	b1_feld1	b1_feld2
Sector	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO₂	66.109	65.974	66.262	66.224	66.114	66.053	65.587	65.635	65.081	64.875	64.408	65.357
TiO₂	0.018	n.d.	0.011	n.d.	0.020	0.005	0.032	n.d.	0.078	0.064	0.068	0.015
Al₂O₃	18.704	18.683	18.556	18.491	18.665	18.541	18.418	18.616	18.851	19.093	19.090	18.604
Fe₂O₃	0.157	0.160	0.142	0.128	0.139	0.126	0.123	0.156	0.281	0.331	0.367	0.527
MgO	0.001	n.d.	0.013	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.001	0.008	n.d.	0.006
CaO	0.004	0.055	0.039	0.010	0.024	0.027	0.034	0.018	0.031	0.035	0.024	0.047
K₂O	10.042	10.078	10.386	10.743	10.306	10.674	11.376	10.516	11.738	11.611	11.394	11.806
Na₂O	4.725	4.619	4.442	4.129	4.349	4.246	3.582	4.053	3.130	3.093	3.136	3.200
BaO	0.074	0.195	0.111	0.048	0.155	0.164	0.164	0.716	1.766	2.072	2.378	0.910
SrO	0.126	0.168	0.168	0.103	0.187	0.200	0.203	0.193	0.198	0.164	0.170	0.108
Total	99.960	99.932	100.130	99.876	99.959	100.036	99.519	99.904	101.155	101.346	101.035	100.580
Número de iões na base de 32 oxigénios												
Si	11.980	11.975	12.004	12.025	11.994	11.998	12.002	11.974	11.881	11.840	11.815	11.929
Ti	0.002	0.000	0.001	0.000	0.003	0.001	0.004	0.000	0.011	0.009	0.009	0.002
Al	3.995	3.997	3.962	3.957	3.990	3.969	3.972	4.002	4.056	4.107	4.127	4.002
Fe³⁺	0.021	0.022	0.019	0.017	0.019	0.017	0.017	0.021	0.039	0.045	0.051	0.072
Mg	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002
Ca	0.001	0.011	0.008	0.002	0.005	0.005	0.007	0.004	0.006	0.007	0.005	0.009
Na	1.660	1.625	1.560	1.454	1.530	1.495	1.271	1.433	1.108	1.094	1.115	1.132
K	2.321	2.333	2.400	2.488	2.385	2.473	2.655	2.447	2.733	2.703	2.666	2.749
Ba	0.005	0.014	0.008	0.003	0.011	0.012	0.012	0.051	0.126	0.148	0.171	0.065
Sr	0.013	0.018	0.018	0.011	0.020	0.021	0.022	0.020	0.021	0.017	0.018	0.011
Total	20.000	19.995	19.984	19.958	19.956	19.992	19.962	19.954	19.981	19.973	19.977	19.973
Termos finais												
Or	58.293	58.783	60.490	63.095	60.853	62.239	67.519	63.004	71.048	71.053	70.419	70.657
Ab	41.687	40.947	39.320	36.856	39.028	37.628	32.312	36.906	28.794	28.767	29.457	29.107
An	0.020	0.269	0.191	0.049	0.119	0.132	0.169	0.091	0.158	0.180	0.125	0.236
Classificação (Deer et al., 1992)												
	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-105	CY-105	CY-105	CY-105	CY-105	CY-105	CY-105	CY-105	CY-105	CY-105	CY-105	CY-182
Referência	b1_feld3	b1_feld4	b1_feld5	b1_feld6	b1_feld7	b1_feld8	b1_feld1	b2_feld1	b2_feld2	b2_feld3	b2_feld4	b1_feld1
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	65.110	65.560	63.856	65.420	64.229	64.882	64.053	65.025	65.234	65.385	65.140	65.055
TiO ₂	0.043	0.024	0.103	0.064	0.243	0.080	0.087	0.163	0.021	0.212	0.059	0.053
Al ₂ O ₃	18.918	18.468	18.706	18.436	19.210	19.001	18.671	19.188	19.223	17.410	19.053	19.192
Fe ₂ O ₃	0.387	0.549	0.511	0.645	0.736	0.348	0.451	0.367	0.269	1.284	0.421	0.407
MgO	0.028	0.024	0.059	0.072	0.116	n.d.	0.050	n.d.	0.007	0.243	0.023	0.004
CaO	0.118	0.101	0.175	0.091	0.292	0.018	0.161	0.097	0.015	0.920	0.100	0.019
K ₂ O	11.847	12.101	11.760	12.004	11.789	11.597	11.491	11.633	11.838	11.699	11.977	11.564
Na ₂ O	3.036	3.265	3.445	3.222	2.927	3.074	3.147	3.043	3.205	3.284	2.964	3.080
BaO	1.454	0.121	0.750	0.123	0.917	2.113	2.146	1.667	1.729	0.077	1.798	1.856
SrO	0.181	0.068	0.171	0.119	0.164	0.116	0.183	0.176	0.139	0.073	0.205	0.257
Total	101.122	100.281	99.536	100.196	100.623	101.229	100.440	101.359	101.680	100.587	101.740	101.487
Número de iões na base de 32 oxigénios												
Si	11.872	11.951	11.810	11.938	11.751	11.854	11.826	11.832	11.846	11.930	11.844	11.839
Ti	0.006	0.003	0.014	0.009	0.033	0.011	0.012	0.022	0.003	0.029	0.008	0.007
Al	4.065	3.968	4.077	3.965	4.142	4.091	4.062	4.115	4.114	3.744	4.082	4.116
Fe ³⁺	0.053	0.075	0.071	0.089	0.101	0.048	0.063	0.050	0.037	0.176	0.058	0.056
Mg	0.008	0.007	0.016	0.020	0.032	0.000	0.014	0.000	0.002	0.066	0.006	0.001
Ca	0.023	0.020	0.035	0.018	0.057	0.004	0.032	0.019	0.003	0.180	0.019	0.004
Na	1.073	1.154	1.235	1.140	1.038	1.089	1.126	1.073	1.128	1.162	1.045	1.087
K	2.755	2.814	2.774	2.794	2.751	2.703	2.706	2.700	2.742	2.723	2.778	2.684
Ba	0.104	0.009	0.054	0.009	0.066	0.151	0.155	0.119	0.123	0.006	0.128	0.132
Sr	0.019	0.007	0.018	0.013	0.017	0.012	0.020	0.019	0.015	0.008	0.022	0.027
Total	19.978	20.008	20.106	19.993	19.989	19.962	20.016	19.950	20.012	20.023	19.990	19.953
Termos finais												
Or	71.538	70.567	68.600	70.706	71.523	71.217	70.028	71.196	70.794	66.994	72.300	71.115
Ab	27.863	28.938	30.543	28.844	26.989	28.691	29.148	28.305	29.130	28.582	27.193	28.787
An	0.598	0.495	0.857	0.450	1.488	0.093	0.824	0.499	0.075	4.425	0.507	0.098
Classificação (Deer et al., 1992)												
	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182
Referência	b1_feld1	b1_feld1	b1_feld2	b1_feld2	b1_feld2	b1_feld3	b1_feld3	b1_feld3	b1_feld5	b1_feld6	b1_feld7	b1_feld8
Sector	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO₂	65.900	61.989	65.043	64.959	65.835	64.744	65.207	65.406	66.708	63.920	64.639	64.384
TiO₂	0.039	0.070	0.084	0.060	0.056	0.103	0.129	0.088	0.031	0.107	0.031	0.077
Al₂O₃	18.881	21.608	19.021	19.115	18.458	19.300	18.877	18.728	18.451	19.682	18.918	19.275
Fe₂O₃	0.357	0.917	0.353	0.319	0.731	0.423	0.508	0.462	0.520	0.387	0.402	0.386
MgO	n.d.	0.023	0.002	n.d.	0.058	0.033	0.154	0.058	0.004	0.022	n.d.	n.d.
CaO	0.076	0.117	0.046	0.050	0.046	0.126	0.183	0.419	0.032	0.109	0.059	0.066
K₂O	11.784	10.633	11.616	11.614	11.924	11.306	11.649	11.662	12.041	11.287	11.992	11.390
Na₂O	3.087	5.200	3.181	3.049	3.362	3.091	2.990	2.965	3.250	2.768	2.967	3.030
BaO	1.301	1.025	1.377	1.998	0.032	1.906	1.603	1.091	0.046	3.070	1.163	2.515
SrO	0.228	0.341	0.273	0.262	0.035	0.331	0.232	0.254	0.099	0.413	0.255	0.230
Total	101.653	101.923	100.996	101.426	100.537	101.363	101.532	101.133	101.182	101.765	100.426	101.353
Número de iões na base de 32 oxigénios												
Si	11.923	11.277	11.861	11.844	11.954	11.801	11.851	11.892	12.019	11.708	11.860	11.788
Ti	0.005	0.010	0.012	0.008	0.008	0.014	0.018	0.012	0.004	0.015	0.004	0.011
Al	4.026	4.633	4.088	4.107	3.950	4.146	4.043	4.013	3.918	4.249	4.091	4.159
Fe³⁺	0.049	0.126	0.048	0.044	0.100	0.058	0.069	0.063	0.071	0.053	0.056	0.053
Mg	0.000	0.006	0.001	0.000	0.016	0.009	0.042	0.016	0.001	0.006	0.000	0.000
Ca	0.015	0.023	0.009	0.010	0.009	0.025	0.036	0.082	0.006	0.021	0.012	0.013
Na	1.083	1.834	1.125	1.078	1.183	1.092	1.054	1.045	1.135	0.983	1.055	1.075
K	2.720	2.467	2.702	2.701	2.762	2.629	2.701	2.705	2.767	2.637	2.807	2.660
Ba	0.092	0.073	0.098	0.143	0.002	0.136	0.114	0.078	0.003	0.220	0.084	0.180
Sr	0.024	0.036	0.029	0.028	0.004	0.035	0.024	0.027	0.010	0.044	0.027	0.024
Total	19.936	20.485	19.972	19.962	19.987	19.944	19.952	19.932	19.934	19.936	19.994	19.963
Termos finais												
Or	71.247	57.061	70.446	71.295	69.844	70.181	71.261	70.592	70.799	72.420	72.455	70.963
Ab	28.367	42.412	29.320	28.447	29.930	29.162	27.799	27.278	29.043	26.993	27.245	28.691
An	0.386	0.527	0.234	0.258	0.226	0.657	0.940	2.130	0.158	0.587	0.299	0.345
Classificação (Deer et al., 1992)												
	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182
Referência	b1_feld8	b1_feld9	b2_feld1	b2_feld1	b2_feld2	b2_feld2	b2_feld3	b2_feld4	b2_feld6	b2_feld9	b2_feld10	b2_feld12
Sector	bordo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	64.556	65.222	65.045	65.072	65.504	65.849	64.786	65.780	65.775	65.795	64.947	65.968
TiO ₂	0.093	0.053	0.041	0.044	0.033	n.d.	0.051	0.114	0.025	0.049	0.063	0.081
Al ₂ O ₃	19.080	19.077	19.012	19.182	18.919	18.809	19.772	19.036	18.982	18.949	19.110	18.976
Fe ₂ O ₃	0.449	0.506	0.207	0.211	0.184	0.193	0.625	0.368	0.397	0.373	0.430	0.450
MgO	0.003	0.060	n.d.	0.003	0.003	0.013	0.018	n.d.	n.d.	n.d.	0.021	0.003
CaO	0.125	0.071	0.019	0.049	0.011	0.016	0.091	0.140	0.044	0.046	0.047	0.064
K ₂ O	11.755	11.800	13.009	12.893	13.198	12.964	11.334	11.723	11.731	12.193	11.612	11.884
Na ₂ O	2.967	3.110	2.318	2.235	2.340	2.377	3.850	3.087	3.291	3.201	3.208	3.383
BaO	1.239	1.690	1.534	2.001	0.923	1.003	1.059	1.407	1.073	0.567	1.874	0.882
SrO	0.329	0.269	0.232	0.241	0.157	0.194	0.255	0.305	0.278	0.245	0.285	0.216
Total	100.596	101.858	101.417	101.931	101.272	101.418	101.841	101.960	101.596	101.418	101.597	101.907
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	11.826	11.836	11.874	11.850	11.919	11.954	11.716	11.883	11.899	11.904	11.825	11.892
Ti	0.013	0.007	0.006	0.006	0.005	0.000	0.007	0.015	0.003	0.007	0.009	0.011
Al	4.119	4.080	4.090	4.117	4.057	4.024	4.214	4.053	4.047	4.040	4.101	4.031
Fe ³⁺	0.062	0.069	0.028	0.029	0.025	0.026	0.085	0.050	0.054	0.051	0.059	0.061
Mg	0.001	0.016	0.000	0.001	0.001	0.004	0.005	0.000	0.000	0.000	0.006	0.001
Ca	0.025	0.014	0.004	0.010	0.002	0.003	0.018	0.027	0.009	0.009	0.009	0.012
Na	1.054	1.094	0.820	0.789	0.825	0.837	1.350	1.081	1.154	1.123	1.132	1.182
K	2.747	2.731	3.029	2.995	3.063	3.002	2.614	2.701	2.707	2.814	2.697	2.733
Ba	0.089	0.120	0.110	0.143	0.066	0.071	0.075	0.100	0.076	0.040	0.134	0.062
Sr	0.035	0.028	0.025	0.025	0.017	0.020	0.027	0.032	0.029	0.026	0.030	0.023
Total	19.970	19.996	19.986	19.964	19.980	19.941	20.110	19.942	19.978	20.013	20.001	20.008
Termos finais												
Or	71.811	71.143	78.614	78.948	78.730	78.143	65.659	70.909	69.953	71.318	70.260	69.581
Ab	27.548	28.498	21.290	20.800	21.215	21.776	33.898	28.379	29.826	28.456	29.501	30.104
An	0.641	0.360	0.096	0.252	0.055	0.081	0.443	0.711	0.220	0.226	0.239	0.315
Classificação (Deer et al., 1992)												
	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188
Referência	b1_feld4	b1_feld5	b1_feld1	b1_feld2	b1_feld3	b1_feld3	b1_feld3	b2_feld12	b2_feld13	b2_feld1	b2_feld1	b2_feld2
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO₂	67.222	66.750	65.629	65.037	66.349	67.048	65.893	66.643	67.192	65.294	66.057	65.520
TiO₂	0.015	n.d.	0.031	0.038	0.044	0.027	n.d.	0.033	n.d.	0.029	0.025	0.006
Al₂O₃	18.046	17.916	18.903	18.867	18.556	18.356	18.337	18.686	17.992	18.912	18.936	18.983
Fe₂O₃	0.635	0.619	0.192	0.208	0.429	0.323	0.736	0.298	0.509	0.182	0.174	0.177
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.012	n.d.	0.006	n.d.	0.001	n.d.
CaO	0.002	0.454	0.092	0.097	0.039	0.020	0.002	0.017	0.011	0.036	0.023	0.004
K₂O	12.324	12.293	11.633	11.568	12.298	12.298	11.914	12.135	12.519	11.706	11.775	11.960
Na₂O	3.084	3.105	3.000	3.049	2.995	3.200	3.826	3.128	3.014	3.237	3.193	3.128
BaO	n.d.	0.006	2.098	2.053	0.636	0.062	0.053	0.216	0.058	1.165	1.146	0.998
SrO	0.103	0.152	0.296	0.265	0.334	0.170	0.079	0.227	0.084	0.228	0.205	0.228
Total	101.431	101.295	101.874	101.182	101.680	101.504	100.852	101.383	101.385	100.789	101.535	101.004
Número de iões na base de 32 oxigénios												
Si	12.085	12.048	11.908	11.885	11.976	12.051	11.952	12.000	12.096	11.905	11.941	11.913
Ti	0.002	0.000	0.004	0.005	0.006	0.004	0.000	0.004	0.000	0.004	0.003	0.001
Al	3.823	3.811	4.042	4.063	3.947	3.888	3.920	3.965	3.817	4.064	4.034	4.068
Fe³⁺	0.086	0.084	0.026	0.029	0.058	0.044	0.100	0.040	0.069	0.025	0.024	0.024
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.088	0.018	0.019	0.008	0.004	0.000	0.003	0.002	0.007	0.004	0.001
Na	1.075	1.086	1.055	1.080	1.048	1.115	1.345	1.092	1.052	1.144	1.119	1.103
K	2.826	2.830	2.693	2.696	2.832	2.820	2.756	2.787	2.875	2.723	2.715	2.774
Ba	0.000	0.000	0.149	0.147	0.045	0.004	0.004	0.015	0.004	0.083	0.081	0.071
Sr	0.011	0.016	0.031	0.028	0.035	0.018	0.008	0.024	0.009	0.024	0.021	0.024
Total	19.909	19.963	19.927	19.952	19.955	19.947	20.089	19.932	19.925	19.980	19.944	19.978
Termos finais												
Or	72.439	70.676	71.501	71.041	72.844	71.590	67.195	71.790	73.172	70.281	70.733	71.542
Ab	27.551	27.132	28.025	28.458	26.962	28.312	32.796	28.125	26.774	29.537	29.151	28.438
An	0.010	2.192	0.475	0.500	0.194	0.098	0.009	0.084	0.054	0.182	0.116	0.020
Classificação (Deer et al., 1992)												
	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-188	CY-188	CY-193	CY-193	CY-193	CY-193	CY-193	CY-193	CY-193	CY-193	CY-193	CY-193
Referência	b2_feld2	b2_feld2	b1_feld1	b1_feld2	b1_feld3	b1_feld4	b1_feld5	b1_feld6	b1_feld7	b2_feld1	b2_feld2	b2_feld3
Sector	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	66.388	65.734	63.608	64.777	64.867	65.398	65.912	65.138	65.297	64.951	64.092	63.128
TiO ₂	n.d.	0.031	0.049	0.094	0.058	0.031	0.047	0.020	0.067	0.031	0.081	0.045
Al ₂ O ₃	18.674	18.802	18.855	18.719	18.390	17.792	17.961	18.209	17.854	17.607	18.475	18.379
Fe ₂ O ₃	0.200	0.219	0.705	0.746	0.670	0.856	0.697	0.726	0.728	1.425	0.837	0.968
MgO	n.d.	0.004	n.d.	n.d.	n.d.	0.008	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	0.001	n.d.
CaO	0.026	0.002	0.045	0.038	0.023	0.196	0.043	0.013	0.338	0.048	0.347	0.104
K ₂ O	12.027	11.645	14.286	14.631	14.495	15.033	15.019	14.829	14.859	14.995	14.090	14.219
Na ₂ O	3.262	3.301	1.300	1.211	1.258	1.164	1.142	1.327	1.316	1.234	1.257	1.155
BaO	0.319	0.996	1.735	1.492	1.177	0.235	0.248	0.457	0.314	0.081	1.903	1.737
SrO	0.193	0.206	0.213	0.192	0.182	0.065	0.068	0.106	0.065	0.058	0.147	0.200
Total	101.089	100.940	100.796	101.900	101.120	100.778	101.137	100.825	100.838	100.434	101.230	99.935
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	11.995	11.942	11.790	11.854	11.920	12.005	12.032	11.958	11.984	11.975	11.833	11.813
Ti	0.000	0.004	0.007	0.013	0.008	0.004	0.006	0.003	0.009	0.004	0.011	0.006
Al	3.976	4.025	4.119	4.037	3.983	3.849	3.864	3.939	3.862	3.826	4.020	4.053
Fe ³⁺	0.027	0.030	0.098	0.103	0.093	0.118	0.096	0.100	0.101	0.198	0.116	0.136
Mg	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Ca	0.005	0.000	0.009	0.007	0.005	0.039	0.008	0.003	0.066	0.009	0.069	0.021
Na	1.143	1.163	0.467	0.430	0.448	0.414	0.404	0.472	0.468	0.441	0.450	0.419
K	2.772	2.699	3.378	3.415	3.398	3.520	3.497	3.472	3.479	3.527	3.318	3.394
Ba	0.023	0.071	0.126	0.107	0.085	0.017	0.018	0.033	0.023	0.006	0.138	0.127
Sr	0.020	0.022	0.023	0.020	0.019	0.007	0.007	0.011	0.007	0.006	0.016	0.022
Total	19.961	19.957	20.017	19.986	19.957	19.975	19.933	19.992	19.999	19.993	19.971	19.992
Termos finais												
Or	70.720	69.882	87.646	88.654	88.243	88.603	89.448	87.971	86.677	88.671	86.485	88.527
Ab	29.152	30.107	12.122	11.152	11.640	10.427	10.337	11.965	11.667	11.090	11.726	10.929
An	0.128	0.010	0.232	0.193	0.118	0.970	0.215	0.065	1.656	0.238	1.789	0.544
Classificação (Deer et al., 1992)												
	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-193	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27
Referência	b2_feld4	b1_feld1	b1_feld3	b1_feld4	b2_feld1	b2_feld2	b2_feld3	b2_feld4	b2_feld5	b2_feld6	b2_feld7	b3_feld1
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO₂	64.811	61.114	61.752	61.582	62.930	63.684	63.871	62.899	62.506	61.970	61.981	62.632
TiO₂	0.035	0.127	0.109	0.098	0.090	0.069	0.050	0.083	0.104	0.147	0.124	0.049
Al₂O₃	18.007	19.023	18.938	18.932	18.951	18.490	18.510	18.946	18.691	18.459	18.664	18.565
Fe₂O₃	0.896	0.480	0.471	0.465	0.296	0.237	0.260	0.398	0.458	0.607	0.559	0.457
MgO	n.d.	0.193	n.d.	0.008	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.038	0.371	0.393	n.d.
CaO	0.727	0.080	0.045	0.053	0.018	0.037	0.017	0.061	0.075	0.081	0.066	0.037
K₂O	14.590	10.808	11.448	11.484	10.678	11.564	11.305	11.170	11.496	11.268	11.254	11.899
Na₂O	1.233	1.714	1.663	1.625	2.150	1.974	2.198	1.891	1.626	1.549	1.559	1.593
BaO	0.609	6.428	5.365	5.452	5.315	3.947	3.648	4.866	4.679	4.995	5.165	3.975
SrO	0.118	0.128	0.126	0.114	0.066	0.078	0.047	0.065	0.131	0.076	0.042	0.105
Total	101.026	100.095	99.917	99.813	100.494	100.080	99.906	100.379	99.804	99.523	99.807	99.312
Número de iões na base de 32 oxigénios												
Si	11.912	11.633	11.706	11.697	11.786	11.893	11.907	11.782	11.788	11.747	11.724	11.827
Ti	0.005	0.018	0.016	0.014	0.013	0.010	0.007	0.012	0.015	0.021	0.018	0.007
Al	3.900	4.267	4.231	4.238	4.183	4.070	4.067	4.182	4.154	4.124	4.161	4.131
Fe³⁺	0.124	0.069	0.067	0.066	0.042	0.033	0.036	0.056	0.065	0.087	0.080	0.065
Mg	0.000	0.055	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.011	0.105	0.111	0.000
Ca	0.143	0.016	0.009	0.011	0.004	0.007	0.003	0.012	0.015	0.016	0.013	0.007
Na	0.439	0.633	0.611	0.598	0.781	0.715	0.794	0.687	0.594	0.569	0.572	0.583
K	3.421	2.624	2.768	2.782	2.551	2.755	2.688	2.669	2.765	2.725	2.716	2.866
Ba	0.044	0.479	0.398	0.406	0.390	0.289	0.266	0.357	0.346	0.371	0.383	0.294
Sr	0.013	0.014	0.014	0.013	0.007	0.008	0.005	0.007	0.014	0.008	0.005	0.011
Total	20.001	19.809	19.820	19.827	19.755	19.780	19.775	19.765	19.768	19.773	19.781	19.793
Termos finais												
Or	85.449	80.177	81.694	82.039	76.486	79.231	77.115	79.247	81.937	82.307	82.273	82.913
Ab	10.975	19.325	18.036	17.643	23.406	20.556	22.787	20.390	17.614	17.196	17.322	16.870
An	3.576	0.498	0.270	0.318	0.108	0.213	0.097	0.363	0.449	0.497	0.405	0.217
Classificação (Deer et al., 1992)												
	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27	CY-27
Referência	b3_feld3	b3_feld4	b3_feld5	b3_feld6	b3_feld7	b3_feld8	b4_feld1	b4_feld2	b4_feld3	b4_feld4	b4_feld6	b4_feld7
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	61.429	62.111	65.767	61.310	60.987	61.031	61.754	62.268	65.093	62.221	66.491	61.419
TiO ₂	0.125	0.046	0.033	0.099	0.070	0.070	0.112	0.124	0.067	0.103	n.d.	0.138
Al ₂ O ₃	18.876	18.307	16.731	18.735	18.972	18.784	18.836	18.720	17.409	18.725	17.283	18.995
Fe ₂ O ₃	0.432	0.430	1.000	0.385	0.461	0.381	0.652	0.435	0.588	0.405	0.671	0.409
MgO	n.d.	n.d.	0.111	0.001	0.003	n.d.	0.330	0.005	n.d.	0.020	0.007	0.001
CaO	0.035	0.027	0.367	0.046	0.061	0.027	0.032	0.081	0.044	0.074	0.166	0.027
K ₂ O	11.301	12.009	12.942	11.192	11.086	11.388	11.459	11.500	12.754	11.222	13.316	11.188
Na ₂ O	1.490	1.517	1.703	1.645	1.632	1.542	1.659	1.713	1.803	1.951	1.836	1.686
BaO	5.571	3.687	0.134	5.420	5.544	5.351	5.362	5.265	1.533	4.739	0.192	6.307
SrO	0.111	0.099	n.d.	0.027	0.099	0.029	0.126	0.117	0.072	0.120	n.d.	0.043
Total	99.370	98.233	98.788	98.860	98.915	98.603	100.322	100.228	99.363	99.580	99.962	100.213
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	11.712	11.845	12.179	11.731	11.680	11.715	11.670	11.754	12.089	11.765	12.170	11.672
Ti	0.018	0.007	0.005	0.014	0.010	0.010	0.016	0.018	0.009	0.015	0.000	0.020
Al	4.241	4.114	3.651	4.225	4.282	4.249	4.195	4.164	3.810	4.173	3.728	4.254
Fe ³⁺	0.062	0.062	0.139	0.055	0.066	0.055	0.093	0.062	0.082	0.058	0.092	0.058
Mg	0.000	0.000	0.031	0.000	0.001	0.000	0.093	0.001	0.000	0.006	0.002	0.000
Ca	0.007	0.006	0.073	0.009	0.013	0.006	0.006	0.016	0.009	0.015	0.033	0.005
Na	0.551	0.561	0.611	0.610	0.606	0.574	0.608	0.627	0.649	0.715	0.652	0.621
K	2.748	2.921	3.057	2.732	2.708	2.788	2.762	2.769	3.022	2.707	3.109	2.712
Ba	0.416	0.276	0.010	0.406	0.416	0.402	0.397	0.389	0.112	0.351	0.014	0.470
Sr	0.012	0.011	0.000	0.003	0.011	0.003	0.014	0.013	0.008	0.013	0.000	0.005
Total	19.768	19.802	19.756	19.786	19.793	19.803	19.855	19.813	19.790	19.816	19.800	19.818
Termos finais												
Or	83.126	83.761	81.712	81.510	81.409	82.796	81.807	81.149	82.118	78.754	81.966	81.231
Ab	16.657	16.081	16.342	18.208	18.215	17.039	18.001	18.371	17.644	20.809	17.176	18.605
An	0.216	0.158	1.946	0.281	0.376	0.165	0.192	0.480	0.238	0.436	0.858	0.165
Classificação (Deer et al., 1992)												
	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.

CALCIOCARBONATITOS EXTRUSIVOS											
Amostra	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95
Referência	feld1	feld2	feld3	feld4	feld5	feld6	feld7	feld8	feld9	feld10	feld11
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	65.264	65.279	69.017	64.697	68.294	64.479	64.870	64.995	65.716	65.437	65.457
TiO ₂	0.011	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.018	0.022	n.d.	0.009	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	17.363	17.542	18.638	17.449	18.688	17.452	17.619	17.608	17.595	17.728	17.779
Fe ₂ O ₃	0.107	0.138	n.d.	0.207	n.d.	0.239	0.229	n.d.	0.386	0.217	0.270
MgO	0.011	n.d.	n.d.	n.d.	0.017	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	0.010
CaO	0.024	n.d.	0.005	0.024	0.025	n.d.	0.053	0.001	0.144	0.115	0.183
K ₂ O	14.720	14.627	0.151	14.135	0.166	15.137	13.496	15.197	13.021	12.712	12.621
Na ₂ O	1.377	1.407	11.021	2.110	11.002	1.103	2.079	1.053	2.428	2.529	2.627
BaO	0.026	0.098	n.d.	0.103	n.d.	0.111	0.131	0.093	0.389	0.655	0.797
SrO	1.107	0.923	1.167	1.297	1.808	1.485	1.525	1.052	0.349	0.629	0.283
Total	100.010	100.014	99.999	100.022	100.000	100.024	100.024	99.999	100.039	100.022	100.027
Número de íões na base de 32 oxigénios											
Si	12.088	12.075	12.105	12.012	12.041	12.015	12.013	12.059	12.075	12.051	12.043
Ti	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000
Al	3.790	3.824	3.853	3.818	3.883	3.832	3.845	3.850	3.810	3.848	3.855
Fe ³⁺	0.015	0.019	0.000	0.029	0.000	0.034	0.032	0.000	0.053	0.030	0.037
Mg	0.003	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003
Ca	0.005	0.000	0.001	0.005	0.005	0.000	0.011	0.000	0.028	0.023	0.036
Na	0.494	0.505	3.748	0.759	3.761	0.398	0.746	0.379	0.865	0.903	0.937
K	3.478	3.451	0.034	3.348	0.037	3.598	3.188	3.597	3.052	2.986	2.962
Ba	0.002	0.007	0.000	0.007	0.000	0.008	0.010	0.007	0.028	0.047	0.057
Sr	0.119	0.099	0.119	0.140	0.185	0.160	0.164	0.113	0.037	0.067	0.030
Total	19.995	19.981	19.859	20.118	19.916	20.048	20.012	20.004	19.950	19.955	19.960
Termos finais											
Or	0.120	0.000	0.025	0.116	0.124	0.000	0.267	0.005	0.719	0.580	0.917
Ab	12.433	12.755	99.082	18.471	98.894	9.971	18.920	9.527	21.923	23.082	23.812
An	87.447	87.245	0.893	81.413	0.982	90.029	80.813	90.468	77.358	76.338	75.271
Classificação (Deer et al., 1992)											
	Felds.	Felds.	Plag.	Felds.	Plag.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.	Felds.

IV.2.7. Nefelina

Amostra	MELTEIGITOS										
	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202	CY-202
Referência	b1_nef1	b1_nef3	b1_nef4	b1_nef5	b1_nef6	b1_nef7	b3_nef1	b3_nef2	b3_nef3	b3_nef5	b3_nef6
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO₂	41.820	42.489	42.308	42.224	42.088	41.924	42.477	41.776	42.089	41.524	41.334
TiO₂	0.012	0.015	n.d.	0.018	0.025	0.060	n.d.	0.022	n.d.	0.008	0.051
Al₂O₃	34.408	34.031	33.734	33.736	33.908	34.053	34.487	34.432	33.780	33.827	33.682
Fe₂O₃	0.239	0.231	0.258	0.290	0.315	0.239	0.253	0.275	0.268	0.260	0.333
MgO	0.018	0.025	0.007	0.026	0.040	0.024	0.018	0.030	0.007	0.035	0.007
CaO	1.671	1.632	1.509	1.624	1.573	1.461	1.674	1.607	1.562	1.556	1.655
K₂O	4.666	4.665	4.695	4.654	4.667	4.772	4.536	4.694	4.629	4.505	4.643
Na₂O	15.922	15.841	15.984	16.018	15.969	16.173	15.920	15.805	16.155	16.101	16.014
BaO	0.010	n.d.	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	0.016	0.016	n.d.	n.d.
SrO	0.036	0.076	0.077	0.108	0.063	0.083	0.081	0.134	0.089	0.117	0.087
Total	98.802	99.005	98.572	98.701	98.648	98.789	99.446	98.791	98.595	97.933	97.806
Número de iões na base de 32 oxigénios											
Si	8.110	8.211	8.220	8.200	8.175	8.142	8.169	8.106	8.185	8.131	8.116
Ti	0.002	0.002	0.000	0.003	0.004	0.009	0.000	0.003	0.000	0.001	0.008
Al	7.864	7.751	7.724	7.721	7.762	7.794	7.816	7.873	7.742	7.806	7.794
Fe³⁺	0.035	0.034	0.038	0.042	0.046	0.035	0.037	0.040	0.039	0.038	0.049
Total	16.011	15.998	15.982	15.966	15.987	15.979	16.022	16.022	15.966	15.977	15.966
Mg	0.005	0.007	0.002	0.008	0.012	0.007	0.005	0.009	0.002	0.010	0.002
Ca	0.347	0.338	0.314	0.338	0.327	0.304	0.345	0.334	0.325	0.326	0.348
Na	5.986	5.935	6.021	6.031	6.013	6.089	5.935	5.945	6.091	6.112	6.096
K	1.154	1.150	1.164	1.153	1.156	1.182	1.113	1.162	1.148	1.125	1.163
Ba	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Sr	0.004	0.009	0.009	0.012	0.007	0.009	0.009	0.015	0.010	0.013	0.010
Total	7.498	7.439	7.509	7.541	7.516	7.592	7.407	7.466	7.578	7.588	7.619
ΣR	7.835	7.761	7.813	7.859	7.824	7.879	7.738	7.775	7.890	7.890	7.955
Termos finais											
Q	11.957	13.716	12.601	12.395	12.298	10.692	13.718	12.321	11.558	10.988	10.561
Ne	73.811	72.279	73.244	73.546	73.558	74.789	72.660	73.346	74.413	75.173	75.111
Ks	14.232	14.005	14.155	14.060	14.145	14.519	13.622	14.333	14.029	13.839	14.328

F = Fenocristal; **MF** = Microfenocristal; **M** = Matriz

Q = Quartzo; **Ne** = Nefelina; **Ks** = Calcilite

ΣR = Na+K+2Ca

n.d. = Abaixo do limite de detecção

Os algarismos precedidos por (*) indicam análises ao longo de um perfil.

Amostra	IJOLITOS <i>s.s.</i>			URTITOS							
	CY-228	CY-228	CY-228	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178
Referência	b3_nefl	b3_nef2	b3_nef4	b1_nefl	b1_nef2	b1_nef3	b2_nefl	b2_nef2	b2_nef3	b2_nef4	b3_nefl
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO₂	42.310	42.144	42.010	43.855	43.371	42.849	43.036	43.122	42.978	43.192	41.726
TiO₂	0.019	0.018	0.007	0.014	0.034	0.001	n.d.	0.025	0.019	0.021	0.013
Al₂O₃	34.079	33.658	33.427	33.196	32.958	33.134	33.753	33.045	33.098	32.828	33.713
Fe₂O₃	0.495	0.427	0.540	0.773	0.773	0.717	0.657	0.710	0.710	0.765	0.751
MgO	0.015	0.003	0.017	n.d.	n.d.	0.005	n.d.	0.009	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.331	0.370	0.341	0.082	0.055	0.080	0.082	0.092	0.085	0.071	0.075
K₂O	5.815	6.474	6.527	5.998	6.122	6.394	6.181	6.050	6.373	6.113	6.109
Na₂O	16.479	15.958	16.072	16.216	16.253	16.280	16.357	16.379	16.354	16.307	16.325
BaO	n.d.	0.005	0.040	0.012	n.d.	n.d.	n.d.	0.008	n.d.	0.008	n.d.
SrO	0.026	n.d.	0.040	0.010	0.039	0.052	0.004	n.d.	n.d.	n.d.	0.046
Total	99.569	99.057	99.021	100.156	99.605	99.512	100.070	99.440	99.617	99.305	98.758
Número de íões na base de 32 oxigénios											
Si	8.180	8.208	8.202	8.407	8.377	8.307	8.278	8.345	8.320	8.372	8.154
Ti	0.003	0.003	0.001	0.002	0.005	0.000	0.000	0.004	0.003	0.003	0.002
Al	7.764	7.726	7.691	7.500	7.502	7.570	7.651	7.537	7.551	7.499	7.764
Fe³⁺	0.072	0.063	0.079	0.112	0.112	0.105	0.095	0.103	0.103	0.112	0.110
Total	16.019	15.999	15.973	16.020	15.997	15.982	16.024	15.989	15.977	15.985	16.031
Mg	0.004	0.001	0.005	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000
Ca	0.069	0.077	0.071	0.017	0.011	0.017	0.017	0.019	0.018	0.015	0.016
Na	6.176	6.026	6.083	6.027	6.086	6.119	6.099	6.145	6.138	6.128	6.185
K	1.434	1.608	1.626	1.467	1.508	1.581	1.517	1.494	1.574	1.511	1.523
Ba	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000
Sr	0.003	0.000	0.005	0.001	0.004	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005
Total	7.686	7.713	7.793	7.512	7.610	7.724	7.633	7.661	7.729	7.654	7.729
ΣR	7.747	7.789	7.851	7.527	7.617	7.733	7.650	7.677	7.747	7.669	7.739
Termos finais											
Q	6.960	6.996	6.012	10.868	9.343	7.307	7.994	8.466	7.314	8.752	5.475
Ne	75.509	73.409	74.170	71.686	72.651	73.658	73.685	73.637	73.771	73.195	75.850
Ks	17.531	19.595	19.818	17.446	18.005	19.034	18.320	17.896	18.915	18.053	18.676

Amostra	URTITOS (cont.)				
	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178
Referência	b3_nef4	b3_nef5	b4_nef1	b4_nef2	b4_nef3
Sector	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---
SiO ₂	41.928	41.555	43.370	43.253	43.003
TiO ₂	0.033	0.023	0.026	n.d.	0.022
Al ₂ O ₃	33.319	33.353	32.859	32.462	32.585
Fe ₂ O ₃	0.751	0.778	0.868	0.743	0.767
MgO	n.d.	0.013	0.010	n.d.	n.d.
CaO	0.047	0.079	0.057	0.056	0.091
K ₂ O	6.312	6.291	5.868	6.123	5.918
Na ₂ O	16.287	16.391	16.083	16.254	16.352
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SrO	0.011	0.022	0.026	n.d.	0.027
Total	98.688	98.505	99.167	98.891	98.765
Número de iões na base de 32 oxigénios					
Si	8.205	8.158	8.397	8.416	8.378
Ti	0.005	0.003	0.004	0.000	0.003
Al	7.684	7.717	7.498	7.444	7.482
Fe ³⁺	0.111	0.115	0.126	0.109	0.112
Total	16.004	15.993	16.026	15.970	15.976
Mg	0.000	0.004	0.003	0.000	0.000
Ca	0.010	0.017	0.012	0.012	0.019
Na	6.179	6.238	6.037	6.132	6.176
K	1.576	1.575	1.449	1.520	1.471
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sr	0.001	0.003	0.003	0.000	0.003
Total	7.766	7.837	7.504	7.663	7.669
ΣR	7.774	7.847	7.510	7.675	7.685
Termos finais					
Q	5.488	4.219	10.848	9.089	8.726
Ne	75.309	76.470	71.893	72.854	73.719
Ks	19.203	19.311	17.259	18.057	17.554

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I												
Amostra	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148
Referência	b2_nef1	b2_nef2	b2_nef3	b3_nef1	b3_nef2	b3_nef4	b3_nef5	b3_nef6	b1_nef4	b1_nef5	b1_nef6	b1_nef7
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO₂	45.774	45.764	45.562	46.647	45.724	45.479	45.253	45.242	43.310	43.073	43.593	44.113
TiO₂	0.032	n.d.	n.d.	0.015	n.d.	n.d.	n.d.	0.008	n.d.	n.d.	n.d.	0.016
Al₂O₃	32.648	32.270	32.142	32.818	32.293	32.316	31.918	32.251	32.914	33.032	32.754	32.704
Fe₂O₃	0.715	0.677	0.598	0.612	0.658	0.573	0.550	0.626	0.836	0.768	0.851	0.879
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.006	0.017	n.d.	0.001	0.011	0.001	n.d.
CaO	0.040	0.030	0.037	0.038	0.046	0.023	0.047	0.019	0.085	0.037	0.045	0.041
K₂O	4.972	4.944	5.134	5.102	4.803	5.189	5.130	5.146	6.083	5.983	6.013	5.647
Na₂O	16.330	16.249	16.357	16.543	16.688	16.552	16.205	16.617	16.134	16.446	16.190	16.561
BaO	0.027	0.025	0.005	n.d.	0.064	n.d.	0.064	0.010	0.001	0.063	0.007	0.003
SrO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.021	0.015	n.d.	0.036
Total	100.538	99.959	99.835	101.775	100.276	100.138	99.184	99.919	99.385	99.428	99.454	100.000
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	8.659	8.702	8.689	8.711	8.679	8.657	8.690	8.637	8.381	8.341	8.422	8.464
Ti	0.005	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002
Al	7.278	7.232	7.224	7.223	7.224	7.249	7.224	7.256	7.506	7.538	7.458	7.395
Fe³⁺	0.102	0.097	0.086	0.086	0.094	0.082	0.079	0.090	0.122	0.112	0.124	0.127
Total	16.043	16.031	15.999	16.022	15.996	15.988	15.994	15.983	16.008	15.991	16.004	15.989
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.005	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000
Ca	0.008	0.006	0.008	0.008	0.009	0.005	0.010	0.004	0.018	0.008	0.009	0.008
Na	5.989	5.990	6.048	5.989	6.141	6.108	6.033	6.150	6.053	6.174	6.064	6.160
K	1.200	1.199	1.249	1.215	1.163	1.260	1.257	1.253	1.501	1.478	1.482	1.382
Ba	0.002	0.002	0.000	0.000	0.005	0.000	0.005	0.001	0.000	0.005	0.001	0.000
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.002	0.000	0.004
Total	7.198	7.197	7.305	7.212	7.318	7.374	7.309	7.408	7.574	7.669	7.556	7.555
ΣR	7.204	7.202	7.312	7.220	7.322	7.377	7.309	7.411	7.589	7.667	7.565	7.559
Termos finais												
Q	16.981	17.384	16.027	17.294	15.844	14.888	16.116	14.285	9.863	8.259	10.404	10.888
Ne	69.163	68.835	69.600	68.754	70.757	70.558	69.424	71.206	72.221	74.022	72.001	72.783
Ks	13.855	13.780	14.373	13.952	13.399	14.554	14.460	14.509	17.916	17.718	17.595	16.329

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148
Referência	b1_nef8	b1_nef9	b1_nef10	b1_nef11	b1_nef12	b1_nef13	b1_nef15	b1_nef16	b1_nef17	b1_nef18	b1_nef19	b2_nef1
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	44.065	43.756	43.961	43.948	43.774	43.828	44.766	44.210	43.782	44.198	43.521	44.398
TiO ₂	n.d.	0.005	0.038	n.d.	0.037	n.d.	0.023	0.020	0.003	0.008	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	33.094	32.913	33.261	32.897	32.441	32.307	32.356	32.404	32.335	32.702	32.639	33.095
Fe ₂ O ₃	0.755	0.918	0.861	0.946	1.018	1.042	1.002	0.999	0.977	1.139	0.978	0.970
MgO	n.d.	0.024	0.009	0.016	n.d.	0.006	0.003	0.007	0.014	0.007	0.010	0.014
CaO	0.044	0.032	0.047	0.016	0.028	0.014	0.012	0.035	0.030	0.040	0.042	0.052
K ₂ O	5.671	5.631	6.013	5.765	5.920	5.521	5.593	5.597	5.872	5.895	5.936	5.321
Na ₂ O	16.441	16.635	16.247	15.946	16.259	16.483	16.470	16.389	15.929	15.841	16.510	16.650
BaO	n.d.	n.d.	0.022	n.d.	0.025	0.014	0.011	n.d.	n.d.	n.d.	0.034	n.d.
SrO	0.002	n.d.	n.d.	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	0.043	n.d.	n.d.	0.027	0.025
Total	100.072	99.914	100.459	99.544	99.502	99.215	100.236	99.704	98.942	99.830	99.697	100.525
Número de íons na base de 32 oxigénios												
Si	8.439	8.408	8.403	8.457	8.455	8.476	8.555	8.502	8.487	8.486	8.404	8.456
Ti	0.000	0.001	0.005	0.000	0.005	0.000	0.003	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000
Al	7.469	7.454	7.493	7.460	7.384	7.363	7.287	7.344	7.387	7.399	7.427	7.428
Fe ³⁺	0.109	0.133	0.124	0.137	0.148	0.152	0.144	0.145	0.142	0.165	0.142	0.139
Total	16.017	15.995	16.025	16.054	15.993	15.990	15.989	15.994	16.018	16.051	15.973	16.023
Mg	0.000	0.007	0.003	0.005	0.000	0.002	0.001	0.002	0.004	0.002	0.003	0.004
Ca	0.009	0.007	0.010	0.003	0.006	0.003	0.002	0.007	0.006	0.008	0.009	0.011
Na	6.104	6.197	6.021	5.949	6.088	6.180	6.102	6.111	5.987	5.896	6.181	6.148
K	1.385	1.380	1.466	1.415	1.459	1.362	1.363	1.373	1.452	1.444	1.462	1.293
Ba	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000
Sr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.003	0.003
Total	7.499	7.591	7.501	7.373	7.554	7.547	7.469	7.498	7.449	7.350	7.660	7.458
ΣR	7.508	7.591	7.506	7.370	7.558	7.547	7.470	7.498	7.451	7.356	7.660	7.462
Termos finais												
Q	11.250	9.880	10.903	12.924	10.740	11.021	12.736	11.982	12.358	13.502	9.056	12.008
Ne	72.334	73.704	71.650	70.343	72.009	72.911	71.327	71.869	70.534	69.485	73.546	72.704
Ks	16.416	16.416	17.447	16.733	17.251	16.068	15.937	16.149	17.108	17.013	17.398	15.288

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154
Referência	b2_nef2	b2_nef3	b2_nef4	b2_nef5	b2_nef6	b3_nef1	b3_nef2	b3_nef3	b1_nef1	b1_nef2	b1_nef3	b1_nef4
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO₂	44.343	44.657	44.223	44.364	44.141	44.130	43.968	44.101	44.356	43.717	44.270	43.624
TiO₂	0.014	0.028	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.028	0.003	0.003	n.d.	0.025
Al₂O₃	32.966	32.544	32.701	32.755	33.058	33.193	33.003	32.992	33.934	32.718	32.312	32.675
Fe₂O₃	0.799	0.958	0.998	0.771	0.805	0.864	0.906	0.795	0.766	0.720	0.835	0.805
MgO	0.009	0.003	0.014	0.006	0.001	n.d.	0.001	0.004	0.002	n.d.	n.d.	0.009
CaO	0.036	0.045	0.036	0.028	0.043	0.043	0.027	0.051	0.018	0.022	0.035	0.023
K₂O	5.285	5.226	5.278	5.427	5.523	5.237	5.638	5.624	5.821	5.849	5.513	5.840
Na₂O	16.785	16.641	16.822	16.561	16.978	16.672	16.705	16.577	16.178	16.496	16.576	16.336
BaO	0.023	n.d.	n.d.	0.021	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.013	0.059	0.042	0.015
SrO	0.020	n.d.	0.055	n.d.	0.010	n.d.	0.022	n.d.	n.d.	n.d.	0.028	0.003
Total	100.280	100.102	100.127	99.935	100.559	100.139	100.270	100.172	101.091	99.584	99.611	99.355
Número de iões na base de 32 oxigénios												
Si	8.467	8.532	8.467	8.498	8.425	8.433	8.418	8.441	8.399	8.435	8.521	8.432
Ti	0.002	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.004
Al	7.418	7.328	7.378	7.394	7.436	7.475	7.447	7.442	7.573	7.439	7.329	7.443
Fe³⁺	0.115	0.138	0.144	0.111	0.116	0.124	0.130	0.114	0.109	0.105	0.121	0.117
Total	16.001	16.002	15.989	16.003	15.976	16.032	15.996	16.002	16.082	15.979	15.971	15.995
Mg	0.003	0.001	0.004	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.003
Ca	0.007	0.009	0.007	0.006	0.009	0.009	0.006	0.010	0.004	0.005	0.007	0.005
Na	6.213	6.164	6.244	6.150	6.282	6.176	6.201	6.152	5.939	6.170	6.185	6.121
K	1.287	1.274	1.289	1.326	1.345	1.277	1.377	1.373	1.406	1.439	1.354	1.440
Ba	0.002	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.004	0.003	0.001
Sr	0.002	0.000	0.006	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000
Total	7.514	7.448	7.550	7.485	7.637	7.462	7.586	7.536	7.350	7.619	7.552	7.570
ΣR	7.515	7.456	7.547	7.487	7.644	7.471	7.589	7.546	7.352	7.619	7.553	7.571
Termos finais												
Q	11.412	12.829	11.030	12.025	9.472	11.620	9.986	10.860	12.550	9.780	11.525	10.325
Ne	73.385	72.243	73.746	72.371	74.568	73.242	73.658	72.873	70.710	73.154	72.590	72.599
Ks	15.203	14.928	15.224	15.604	15.960	15.138	16.357	16.267	16.740	17.066	15.885	17.076

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154
Referência	b1_nef5	b1_nef6	b2_nef1	b2_nef2	b2_nef3	b2_nef4	b2_nef5	b2_nef6	b3_nef1	b3_nef2	b3_nef3	b4_nef1
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	44.381	45.079	44.136	42.805	43.502	43.578	43.297	43.238	43.178	43.714	43.501	45.178
TiO ₂	0.028	0.020	n.d.	n.d.	n.d.	0.010	0.041	0.017	0.004	0.046	n.d.	0.008
Al ₂ O ₃	32.149	32.174	32.831	32.910	32.518	32.508	32.495	32.531	33.320	32.494	32.503	33.092
Fe ₂ O ₃	0.938	1.035	0.812	0.695	0.697	0.864	0.772	0.801	0.770	0.976	0.940	0.906
MgO	0.005	0.008	0.010	n.d.	0.001	0.005	n.d.	0.014	0.005	0.013	0.019	n.d.
CaO	0.016	0.030	0.021	0.024	0.022	0.036	0.024	0.039	0.019	0.024	0.027	0.001
K ₂ O	5.401	5.329	5.627	5.856	5.831	5.694	5.743	5.667	5.977	5.449	5.571	5.318
Na ₂ O	16.494	16.211	16.327	16.336	16.266	16.305	16.342	16.253	16.366	16.304	16.344	16.508
BaO	n.d.	n.d.	0.002	0.023	n.d.	0.024	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.012
SrO	n.d.	0.006	n.d.	n.d.	0.022	0.015	0.006	0.016	0.003	0.018	n.d.	n.d.
Total	99.412	99.892	99.766	98.649	98.859	99.039	98.720	98.576	99.642	99.038	98.905	101.023
Número de íons na base de 32 oxigénios												
Si	8.548	8.618	8.473	8.343	8.447	8.446	8.422	8.419	8.332	8.459	8.438	8.540
Ti	0.004	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.006	0.002	0.001	0.007	0.000	0.001
Al	7.297	7.249	7.428	7.560	7.441	7.425	7.449	7.464	7.577	7.410	7.430	7.372
Fe ³⁺	0.136	0.149	0.117	0.102	0.102	0.126	0.113	0.117	0.112	0.142	0.137	0.129
Total	15.984	16.018	16.019	16.005	15.990	15.998	15.991	16.003	16.021	16.017	16.005	16.042
Mg	0.001	0.002	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.004	0.001	0.004	0.005	0.000
Ca	0.003	0.006	0.004	0.005	0.005	0.007	0.005	0.008	0.004	0.005	0.006	0.000
Na	6.159	6.008	6.077	6.173	6.123	6.126	6.163	6.135	6.122	6.116	6.146	6.050
K	1.327	1.299	1.378	1.456	1.444	1.408	1.425	1.407	1.471	1.345	1.378	1.282
Ba	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Sr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.002	0.002	0.001	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000
Total	7.490	7.317	7.462	7.636	7.575	7.546	7.594	7.556	7.599	7.472	7.536	7.333
ΣR	7.492	7.320	7.464	7.639	7.577	7.549	7.598	7.559	7.601	7.471	7.536	7.332
Termos finais												
Q	12.426	15.203	12.020	8.561	10.412	10.796	9.907	10.407	8.859	11.792	10.825	14.145
Ne	72.051	69.718	71.717	73.988	72.490	72.537	73.174	72.875	73.483	72.307	72.840	70.840
Ks	15.523	15.079	16.263	17.451	17.098	16.667	16.920	16.718	17.658	15.900	16.336	15.015

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190
Referência	b4_nef2	b4_nef3	b4_nef4	b4_nef5	b1_nef3	b1_nef4	b1_nef5	b3_nef2	b3_nef3	b4_nef2	b4_nef3	b4_nef4
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO₂	43.949	44.714	44.229	43.234	45.354	45.335	44.815	45.503	45.258	46.019	46.262	45.237
TiO₂	0.011	n.d.	0.007	0.003	0.014	n.d.	0.027	n.d.	n.d.	0.007	0.021	0.010
Al₂O₃	32.465	32.519	32.477	33.008	31.457	31.524	31.755	32.316	32.131	32.688	32.364	32.432
Fe₂O₃	0.996	0.874	0.885	0.872	0.542	0.556	0.577	0.520	0.540	0.535	0.598	0.537
MgO	0.006	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.009	n.d.	n.d.	0.003	0.002	0.010
CaO	0.022	0.013	0.008	0.024	0.035	0.019	0.024	0.052	0.020	0.009	0.005	0.010
K₂O	5.533	5.296	5.443	5.761	4.807	4.953	4.850	5.337	5.450	5.004	4.978	5.179
Na₂O	16.591	16.512	16.614	16.368	16.368	16.499	16.635	16.588	16.456	16.730	16.453	16.555
BaO	n.d.	0.011	n.d.	0.018	n.d.	n.d.	0.051	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SrO	0.014	0.027	0.006	0.010	n.d.	0.027	0.024	0.039	0.013	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.587	99.966	99.669	99.298	98.577	98.913	98.767	100.355	99.868	100.995	100.683	99.970
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	8.468	8.552	8.502	8.365	8.747	8.728	8.652	8.653	8.652	8.670	8.730	8.627
Ti	0.002	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.004	0.000	0.000	0.001	0.003	0.001
Al	7.372	7.330	7.357	7.527	7.150	7.153	7.225	7.242	7.239	7.257	7.198	7.289
Fe³⁺	0.144	0.126	0.128	0.127	0.079	0.080	0.084	0.074	0.078	0.076	0.085	0.077
Total	15.986	16.007	15.989	16.019	15.978	15.961	15.965	15.969	15.969	16.004	16.015	15.994
Mg	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.001	0.003
Ca	0.005	0.003	0.002	0.005	0.007	0.004	0.005	0.011	0.004	0.002	0.001	0.002
Na	6.197	6.122	6.192	6.140	6.120	6.158	6.226	6.115	6.099	6.110	6.019	6.121
K	1.360	1.292	1.335	1.422	1.183	1.216	1.194	1.295	1.329	1.203	1.198	1.260
Ba	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sr	0.002	0.003	0.001	0.001	0.000	0.003	0.003	0.004	0.001	0.000	0.000	0.000
Total	7.565	7.421	7.529	7.569	7.310	7.381	7.435	7.425	7.434	7.316	7.219	7.385
ΣR	7.566	7.420	7.530	7.572	7.317	7.382	7.431	7.431	7.436	7.316	7.220	7.384
Termos finais												
Q	10.754	13.300	11.478	9.606	16.514	15.508	14.233	14.364	14.148	15.649	17.325	14.448
Ne	73.187	71.592	72.824	73.397	69.966	70.556	71.963	70.674	70.492	70.480	68.949	70.949
Ks	16.059	15.108	15.698	16.997	13.520	13.936	13.805	14.961	15.361	13.870	13.726	14.604

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO II												
Amostra	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-103	CY-103	CY-103
Referência	b1_nef1	b1_nef3	b1_nef4	b1_nef5	b1_nef6	b1_nef7	b5_nef1	b5_nef2	b5_nef3	b1_nef1	b1_nef2	b1_nef4
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	42.998	42.905	43.107	42.966	43.195	43.272	43.862	43.702	44.716	45.579	44.721	45.507
TiO ₂	0.018	0.022	n.d.	n.d.	0.022	0.023	n.d.	n.d.	0.011	n.d.	0.016	n.d.
Al ₂ O ₃	34.005	32.858	32.804	32.859	32.647	32.825	33.291	32.576	32.515	33.135	32.494	32.239
Fe ₂ O ₃	0.934	0.961	0.947	1.028	0.931	0.894	0.900	0.932	0.975	0.936	0.877	0.928
MgO	n.d.	0.001	0.002	0.004	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	0.003	0.004	n.d.	n.d.
CaO	0.041	0.033	0.017	0.011	0.015	0.025	0.026	0.019	0.025	0.010	0.015	n.d.
K ₂ O	5.841	6.298	6.233	6.469	6.085	6.197	6.250	5.919	5.795	4.752	4.979	4.923
Na ₂ O	15.192	16.084	15.952	15.892	15.878	16.073	16.152	16.147	16.147	16.662	16.669	16.566
BaO	n.d.	n.d.	0.020	0.016	n.d.	n.d.	n.d.	0.011	0.011	n.d.	n.d.	0.036
SrO	0.014	n.d.	0.030	0.016	0.002	n.d.	0.001	0.035	0.007	0.007	n.d.	0.013
Total	99.043	99.162	99.112	99.261	98.775	99.309	100.483	99.341	100.205	101.085	99.771	100.212
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	8.304	8.338	8.372	8.346	8.404	8.383	8.391	8.449	8.547	8.580	8.557	8.654
Ti	0.003	0.003	0.000	0.000	0.003	0.003	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000
Al	7.740	7.526	7.509	7.522	7.486	7.495	7.506	7.422	7.324	7.351	7.327	7.225
Fe ³⁺	0.136	0.141	0.138	0.150	0.136	0.130	0.130	0.136	0.140	0.133	0.126	0.133
Total	16.182	16.008	16.020	16.018	16.029	16.012	16.027	16.007	16.013	16.063	16.012	16.012
Mg	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Ca	0.008	0.007	0.004	0.002	0.003	0.005	0.005	0.004	0.005	0.002	0.003	0.000
Na	5.688	6.060	6.007	5.985	5.989	6.037	5.991	6.052	5.984	6.081	6.183	6.108
K	1.439	1.561	1.544	1.603	1.510	1.531	1.525	1.460	1.413	1.141	1.215	1.194
Ba	0.000	0.000	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.003
Sr	0.002	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.004	0.001	0.001	0.000	0.001
Total	7.137	7.628	7.560	7.594	7.502	7.574	7.522	7.521	7.404	7.226	7.401	7.306
ΣR	7.144	7.635	7.558	7.592	7.505	7.579	7.527	7.520	7.407	7.226	7.404	7.302
Termos finais												
Q	14.174	8.599	9.813	9.088	10.766	9.721	10.432	11.093	13.463	15.830	13.537	15.626
Ne	68.498	72.677	71.742	71.707	71.264	72.011	71.391	71.631	70.006	70.871	72.261	70.574
Ks	17.328	18.724	18.444	19.205	17.970	18.268	18.176	17.277	16.531	13.299	14.202	13.799

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO II (cont.)								
Amostra	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103	CY-103
Referência	b1_nef5	b2_nef1	b2_nef2	b2_nef3	b4_nef2	b4_nef3	b4_nef4	b4_nef5
Sector	---	---	---	---	---	---	---	---
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO₂	44.609	45.523	44.502	45.415	44.815	44.993	45.932	46.675
TiO₂	n.d.	0.015	n.d.	0.023	0.018	n.d.	0.031	0.028
Al₂O₃	32.262	33.564	32.547	31.964	33.070	32.566	32.601	31.767
Fe₂O₃	0.992	0.762	0.663	1.030	0.737	0.750	0.790	0.990
MgO	0.007	n.d.	0.001	0.002	0.004	n.d.	n.d.	0.013
CaO	0.015	0.045	n.d.	0.023	0.012	0.021	0.019	0.045
K₂O	5.016	5.121	5.168	4.516	5.226	5.037	4.981	4.444
Na₂O	16.744	16.061	16.473	16.588	16.922	16.799	16.891	16.846
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	0.046	0.030	n.d.	n.d.	0.049
SrO	0.002	0.022	0.001	0.019	0.027	n.d.	0.026	0.020
Total	99.647	101.113	99.355	99.626	100.861	100.166	101.271	100.877
Número de iões na base de 32 oxigénios								
Si	8.557	8.561	8.550	8.674	8.499	8.574	8.645	8.790
Ti	0.000	0.002	0.000	0.003	0.003	0.000	0.004	0.004
Al	7.293	7.439	7.369	7.195	7.391	7.314	7.231	7.050
Fe³⁺	0.143	0.108	0.096	0.148	0.105	0.108	0.112	0.140
Total	15.993	16.110	16.016	16.020	15.998	15.995	15.993	15.984
Mg	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.004
Ca	0.003	0.009	0.000	0.005	0.002	0.004	0.004	0.009
Na	6.227	5.856	6.136	6.142	6.222	6.206	6.163	6.150
K	1.227	1.228	1.267	1.100	1.264	1.224	1.196	1.067
Ba	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002	0.000	0.000	0.004
Sr	0.000	0.002	0.000	0.002	0.003	0.000	0.003	0.002
Total	7.459	7.096	7.403	7.253	7.495	7.435	7.366	7.236
ΣR	7.460	7.102	7.402	7.252	7.491	7.439	7.367	7.236
Termos finais								
Q	12.888	17.252	13.424	16.504	11.921	13.335	14.874	17.884
Ne	72.769	68.399	71.763	70.811	73.204	72.385	71.293	69.971
Ks	14.343	14.349	14.813	12.684	14.875	14.280	13.833	12.145

ROCHAS MÁFICAS												
Amostra	CY-8	CY-8	CY-8	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25
Referência	b1_nef5	b1_nef8	b2_nef2	b1_nef1	b1_nef2	b1_nef3	b1_nef6	b1_nef7	b1_nef8	b1_nef9	b1_nef10	b1_nef12
Sector	*3	*6	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	MF	MF	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
SiO ₂	48.015	46.356	47.657	47.533	46.463	47.085	46.520	46.417	46.845	45.402	46.062	46.304
TiO ₂	0.126	0.080	0.102	0.094	0.118	0.107	0.104	0.083	0.084	0.047	0.108	0.091
Al ₂ O ₃	30.444	31.323	30.665	32.616	31.548	31.346	31.063	31.195	31.176	31.944	31.803	31.623
Fe ₂ O ₃	1.656	1.307	0.927	0.701	0.707	0.691	0.914	0.673	0.667	0.681	0.672	0.702
MgO	0.140	0.122	0.205	0.205	0.195	0.188	0.471	0.199	0.177	0.133	0.175	0.162
CaO	0.143	0.342	0.389	0.179	0.177	0.195	1.117	0.229	0.241	0.204	0.293	0.224
K ₂ O	5.402	5.939	3.059	4.808	5.064	4.736	4.888	4.735	4.933	5.437	5.061	4.982
Na ₂ O	14.962	16.459	15.818	15.382	16.109	16.226	15.061	16.172	16.192	16.014	16.061	16.315
BaO	0.028	n.d.	0.006	n.d.	0.008	0.023	0.019	0.042	n.d.	n.d.	0.008	0.063
SrO	n.d.	n.d.	0.033	0.021	0.084	0.065	0.040	0.067	0.048	0.089	0.043	0.069
Total	100.916	101.928	98.861	101.539	100.473	100.662	100.197	99.812	100.363	99.951	100.286	100.535
Número de íons na base de 32 oxigénios												
Si	9.026	8.727	9.037	8.836	8.795	8.873	8.820	8.833	8.866	8.670	8.739	8.769
Ti	0.018	0.011	0.015	0.013	0.017	0.015	0.015	0.012	0.012	0.007	0.015	0.013
Al	6.745	6.950	6.853	7.145	7.038	6.962	6.940	6.996	6.954	7.189	7.111	7.058
Fe ³⁺	0.234	0.185	0.132	0.098	0.101	0.098	0.130	0.096	0.095	0.098	0.096	0.100
Total	16.023	15.874	16.037	16.093	15.951	15.948	15.905	15.937	15.927	15.964	15.961	15.939
Mg	0.039	0.034	0.058	0.057	0.055	0.053	0.133	0.056	0.050	0.038	0.049	0.046
Ca	0.029	0.069	0.079	0.036	0.036	0.039	0.227	0.047	0.049	0.042	0.060	0.045
Na	5.453	6.007	5.815	5.543	5.912	5.928	5.536	5.966	5.941	5.929	5.908	5.990
K	1.295	1.426	0.740	1.140	1.223	1.138	1.182	1.149	1.191	1.324	1.225	1.203
Ba	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001	0.003	0.000	0.000	0.001	0.005
Sr	0.000	0.000	0.004	0.002	0.009	0.007	0.004	0.007	0.005	0.010	0.005	0.008
Total	6.818	7.537	6.696	6.778	7.235	7.167	7.084	7.229	7.236	7.343	7.247	7.297
ΣR	6.806	7.572	6.713	6.755	7.206	7.145	7.172	7.209	7.230	7.337	7.251	7.284
Termos finais												
Q	25.237	14.823	27.465	24.360	18.882	20.360	23.831	19.442	19.557	16.344	18.386	17.967
Ne	60.412	68.834	64.348	62.737	67.216	66.809	62.766	67.545	67.011	68.381	67.599	68.309
Ks	14.351	16.342	8.188	12.903	13.903	12.830	13.403	13.012	13.433	15.275	14.015	13.724

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-25	CY-25	CY-25	CY-25	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82
Referência	b2_nef3	b2_nef5	b2_nef7	b2_nef8	b1_nef2	b1_nef3	b1_nef4	b1_nef5	b1_nef6	b1_nef7	b1_nef8	b1_nef9
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
SiO ₂	47.049	46.853	45.498	43.628	42.838	42.969	42.851	43.517	42.725	42.822	42.218	42.621
TiO ₂	0.104	0.072	0.119	0.063	0.202	0.106	0.113	0.132	0.126	0.158	0.116	0.148
Al ₂ O ₃	31.234	30.888	31.671	32.407	32.337	32.372	32.244	31.916	32.307	32.940	32.502	32.288
Fe ₂ O ₃	0.678	0.688	0.690	0.642	1.125	1.270	1.151	1.549	1.189	1.486	1.276	1.300
MgO	0.208	0.193	0.243	0.092	0.416	0.196	0.158	0.242	0.144	0.827	0.204	0.179
CaO	0.166	0.215	0.348	0.246	0.638	0.447	0.400	0.480	0.447	0.286	0.374	0.242
K ₂ O	4.655	4.668	5.223	6.169	6.987	7.045	7.240	7.195	7.325	7.247	7.518	7.514
Na ₂ O	16.444	16.264	16.031	16.231	15.907	16.176	16.059	15.491	16.115	15.561	16.177	16.148
BaO	0.012	0.025	n.d.	0.035	0.007	0.052	0.069	0.046	0.021	0.070	n.d.	0.046
SrO	0.091	0.081	0.103	0.088	0.027	0.005	0.001	0.002	0.077	0.071	0.021	0.024
Total	100.641	99.947	99.926	99.601	100.484	100.638	100.286	100.570	100.476	101.468	100.406	100.510
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	8.873	8.897	8.687	8.436	8.277	8.297	8.308	8.394	8.279	8.200	8.203	8.265
Ti	0.015	0.010	0.017	0.009	0.029	0.015	0.016	0.019	0.018	0.023	0.017	0.022
Al	6.942	6.913	7.126	7.385	7.364	7.367	7.368	7.255	7.378	7.434	7.442	7.379
Fe ³⁺	0.096	0.098	0.099	0.093	0.164	0.185	0.168	0.225	0.173	0.214	0.187	0.190
Total	15.925	15.919	15.929	15.923	15.834	15.863	15.860	15.893	15.849	15.871	15.848	15.856
Mg	0.058	0.055	0.069	0.027	0.120	0.056	0.046	0.070	0.042	0.236	0.059	0.052
Ca	0.034	0.044	0.071	0.051	0.132	0.092	0.083	0.099	0.093	0.059	0.078	0.050
Na	6.012	5.988	5.934	6.084	5.959	6.055	6.036	5.793	6.054	5.777	6.093	6.071
K	1.120	1.131	1.272	1.522	1.722	1.735	1.791	1.770	1.811	1.770	1.863	1.859
Ba	0.001	0.002	0.000	0.003	0.001	0.004	0.005	0.003	0.002	0.005	0.000	0.003
Sr	0.010	0.009	0.011	0.010	0.003	0.001	0.000	0.000	0.009	0.008	0.002	0.003
Total	7.235	7.228	7.358	7.696	7.936	7.944	7.961	7.736	8.010	7.855	8.096	8.038
ΣR	7.199	7.206	7.348	7.708	7.945	7.976	7.993	7.762	8.050	7.665	8.112	8.030
Termos finais												
Q	19.621	19.994	17.048	9.838	7.206	6.103	5.793	9.897	5.007	7.963	2.999	4.060
Ne	67.759	67.297	68.309	72.125	71.989	72.983	72.655	69.013	73.123	70.450	74.286	73.452
Ks	12.621	12.709	14.643	18.037	20.805	20.914	21.552	21.090	21.869	21.587	22.715	22.488

ROCHAS MÁFICAS (cont.)												
Amostra	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82	CY-82
Referência	b1_nefl0	b1_nefl1	b1_nefl2	b1_nefl4	b1_nefl6	b1_nefl9	b1_nefl20	b2_nef3	b2_nef7	b2_nefl0	b2_nefl1	b2_nefl3
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	cleo_claro	cleo_claro	cleo_claro	cleo_claro	cleo_claro	cleo_claro
Tipo	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M	M
SiO ₂	42.418	42.523	41.886	41.809	42.561	40.191	42.177	42.641	41.913	43.448	43.063	42.785
TiO ₂	0.149	0.108	0.107	0.116	0.075	0.262	0.105	0.093	0.117	0.134	0.140	0.082
Al ₂ O ₃	32.367	32.833	32.836	33.680	32.500	33.762	32.670	32.935	33.135	32.541	32.590	33.374
Fe ₂ O ₃	1.306	1.172	1.129	1.718	1.541	1.884	1.156	1.158	1.130	1.206	1.192	1.250
MgO	0.269	0.307	0.164	0.139	0.263	0.529	0.145	0.122	0.095	0.163	0.170	0.120
CaO	0.614	0.331	0.288	0.387	0.306	0.683	0.324	0.351	0.314	0.419	0.430	0.316
K ₂ O	7.225	7.536	7.702	7.575	7.624	6.995	7.536	7.571	7.558	7.315	7.564	7.597
Na ₂ O	15.832	16.171	15.855	16.105	14.957	15.962	15.899	16.395	16.463	16.327	16.393	16.209
BaO	0.037	0.025	0.029	0.019	0.031	n.d.	n.d.	0.022	0.037	0.038	0.023	0.049
SrO	0.018	0.014	0.032	0.037	n.d.	0.041	0.053	n.d.	0.046	0.047	0.068	0.050
Total	100.235	101.020	100.028	101.585	99.858	100.309	100.065	101.288	100.808	101.638	101.633	101.832
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	8.237	8.203	8.167	8.042	8.278	7.839	8.211	8.208	8.121	8.315	8.263	8.187
Ti	0.022	0.016	0.016	0.017	0.011	0.038	0.015	0.013	0.017	0.019	0.020	0.012
Al	7.407	7.464	7.545	7.635	7.450	7.761	7.495	7.472	7.566	7.339	7.370	7.526
Fe ³⁺	0.191	0.170	0.166	0.249	0.226	0.276	0.169	0.168	0.165	0.174	0.172	0.180
Total	15.857	15.853	15.894	15.942	15.965	15.915	15.890	15.861	15.869	15.847	15.825	15.906
Mg	0.078	0.088	0.048	0.040	0.076	0.154	0.042	0.035	0.027	0.047	0.049	0.034
Ca	0.128	0.068	0.060	0.080	0.064	0.143	0.068	0.072	0.065	0.086	0.088	0.065
Na	5.960	6.048	5.993	6.006	5.640	6.036	6.000	6.118	6.184	6.058	6.098	6.013
K	1.790	1.854	1.916	1.859	1.892	1.740	1.871	1.859	1.868	1.786	1.851	1.854
Ba	0.003	0.002	0.002	0.001	0.002	0.000	0.000	0.002	0.003	0.003	0.002	0.004
Sr	0.002	0.002	0.004	0.004	0.000	0.005	0.006	0.000	0.005	0.005	0.008	0.006
Total	7.960	8.062	8.023	7.989	7.674	8.077	7.987	8.087	8.153	7.984	8.096	7.976
ΣR	8.005	8.039	8.029	8.024	7.659	8.062	8.007	8.122	8.183	8.015	8.126	7.997
Termos finais												
Q	5.914	3.668	3.160	2.210	9.020	0.803	4.128	2.811	0.848	5.671	3.793	3.904
Ne	72.359	73.726	73.385	74.679	68.130	76.996	73.081	74.541	76.150	72.853	73.801	73.447
Ks	21.727	22.606	23.455	23.111	22.850	22.201	22.792	22.648	23.002	21.476	22.406	22.650

ROCHAS MÁFICAS												
Amostra	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-61	CY-200	CY-200	CY-200
Referência	b1_nefl	b1_nef2	b1_nef2	b1_nef9	b1_nef9	b1_nef9	b2_nef7	b2_nef8	b2_nef9	b3_nefl	b3_nefl	b3_nefl
Sector	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	M	M	M	F	F	F
SiO ₂	44.359	44.376	43.566	44.332	44.319	44.627	43.009	43.493	44.121	43.922	42.551	42.697
TiO ₂	0.025	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.033	0.035	0.075	0.117	0.004	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	34.066	33.839	34.223	33.817	33.888	33.915	33.998	33.927	33.249	33.202	33.046	33.272
Fe ₂ O ₃	0.629	0.675	0.630	0.635	0.645	0.616	0.931	1.025	1.102	0.653	0.669	0.645
MgO	0.010	0.014	0.024	0.014	0.011	0.012	n.d.	0.667	0.043	0.028	n.d.	0.011
CaO	0.727	0.928	0.692	0.900	0.937	0.859	0.094	0.204	0.188	0.327	0.207	0.549
K ₂ O	4.659	4.740	5.207	4.929	4.653	4.963	5.661	5.369	5.025	6.046	6.340	5.756
Na ₂ O	16.809	16.664	16.749	16.791	16.918	16.600	17.145	16.859	17.121	16.797	17.127	17.169
BaO	n.d.	0.006	n.d.	n.d.	n.d.	0.103	n.d.	n.d.	0.039	0.015	n.d.	0.018
SrO	0.129	0.088	0.178	0.160	0.167	0.163	0.084	0.140	0.101	0.011	n.d.	n.d.
Total	101.413	101.330	101.269	101.578	101.538	101.891	100.957	101.759	101.106	101.005	99.940	100.117
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	8.359	8.374	8.260	8.362	8.354	8.386	8.212	8.221	8.375	8.375	8.245	8.238
Ti	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.005	0.011	0.017	0.001	0.000	0.000
Al	7.565	7.525	7.647	7.517	7.528	7.511	7.650	7.558	7.438	7.461	7.546	7.565
Fe ³⁺	0.089	0.096	0.090	0.090	0.091	0.087	0.134	0.146	0.157	0.094	0.098	0.094
Total	16.017	15.995	15.997	15.969	15.974	15.989	16.000	15.935	15.987	15.930	15.889	15.896
Mg	0.003	0.004	0.007	0.004	0.003	0.003	0.000	0.188	0.012	0.008	0.000	0.003
Ca	0.147	0.188	0.141	0.182	0.189	0.173	0.019	0.041	0.038	0.067	0.043	0.113
Na	6.141	6.096	6.156	6.140	6.183	6.048	6.346	6.178	6.301	6.209	6.434	6.422
K	1.120	1.141	1.259	1.186	1.119	1.190	1.379	1.295	1.217	1.471	1.567	1.417
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.001
Sr	0.014	0.010	0.020	0.017	0.018	0.018	0.009	0.015	0.011	0.001	0.000	0.000
Total	7.424	7.439	7.583	7.529	7.512	7.439	7.754	7.717	7.582	7.757	8.044	7.956
ΣR	7.554	7.613	7.697	7.689	7.680	7.583	7.763	7.555	7.594	7.813	8.087	8.065
Termos finais												
Q	13.140	13.574	10.221	12.389	12.602	13.700	5.927	9.105	10.242	8.300	2.961	4.847
Ne	73.463	72.801	74.533	73.429	74.006	72.114	77.283	75.149	75.230	74.141	78.033	77.957
Ks	13.397	13.625	15.246	14.182	13.392	14.186	16.790	15.746	14.528	17.559	19.006	17.196

Amostra	ROCHAS MÁFICAS				ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO I						
	CY-200	CY-200	CY-200	CY-200	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15
	Referência	b3_nef3	b1_nef4	b1_nef5	b1_nef6	b1_nef1	b1_nef1	b1_nef1	b1_nef2	b1_nef2	b1_nef2
	Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	bordo	bordo	bordo	núcleo	bordo
Tipo	M	M	M	M	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO₂	46.669	43.416	45.049	45.054	43.213	43.554	43.782	43.511	43.255	44.071	44.031
TiO₂	0.020	0.019	0.087	0.243	0.001	0.006	n.d.	n.d.	0.033	0.013	n.d.
Al₂O₃	31.394	32.765	31.194	30.053	33.800	33.385	33.085	33.282	33.409	33.342	33.324
Fe₂O₃	1.055	1.062	1.034	1.655	0.708	0.712	0.753	0.799	0.718	0.677	0.702
MgO	0.052	0.014	0.065	1.025	0.010	n.d.	0.013	n.d.	0.025	0.001	n.d.
CaO	0.052	0.066	0.598	1.073	0.186	0.182	0.157	0.287	0.362	0.271	0.134
K₂O	4.475	6.089	5.102	4.928	7.102	6.697	6.864	6.828	6.962	7.079	7.107
Na₂O	17.086	16.731	16.690	16.047	15.906	16.158	15.886	16.158	15.834	16.151	15.753
BaO	n.d.	n.d.	0.008	0.026	n.d.	n.d.	0.018	0.037	n.d.	0.057	0.018
SrO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.049	0.040	0.040	0.042	0.037	0.051	0.057
Total	100.803	100.162	99.827	100.104	100.975	100.734	100.598	100.944	100.635	101.713	101.126
Número de íons na base de 32 oxigénios											
Si	8.805	8.361	8.647	8.641	8.272	8.341	8.395	8.331	8.305	8.376	8.399
Ti	0.003	0.003	0.013	0.035	0.000	0.001	0.000	0.000	0.005	0.002	0.000
Al	6.981	7.436	7.056	6.793	7.625	7.535	7.476	7.510	7.560	7.468	7.492
Fe³⁺	0.150	0.154	0.149	0.239	0.102	0.103	0.109	0.115	0.104	0.097	0.101
Total	15.938	15.953	15.865	15.707	15.999	15.980	15.979	15.957	15.973	15.942	15.992
Mg	0.015	0.004	0.019	0.293	0.003	0.000	0.004	0.000	0.007	0.000	0.000
Ca	0.011	0.014	0.123	0.220	0.038	0.037	0.032	0.059	0.074	0.055	0.027
Na	6.250	6.246	6.211	5.966	5.903	5.999	5.905	5.998	5.894	5.951	5.826
K	1.077	1.496	1.249	1.206	1.734	1.636	1.679	1.668	1.705	1.716	1.729
Ba	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.004	0.001
Sr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.004	0.004	0.005	0.004	0.006	0.006
Total	7.352	7.760	7.602	7.688	7.684	7.677	7.626	7.732	7.685	7.732	7.590
ER	7.348	7.769	7.706	7.613	7.713	7.710	7.648	7.784	7.748	7.777	7.610
Termos finais											
Q	16.791	7.400	13.728	16.997	7.676	8.463	9.658	7.989	8.501	8.462	10.050
Ne	70.977	74.710	71.826	69.051	71.360	71.923	70.344	71.994	70.968	71.048	69.361
Ks	12.231	17.890	14.447	13.952	20.964	19.614	19.998	20.017	20.531	20.489	20.589

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-138
Referência	b1_nef3	b1_nef3	b1_nef4	b1_nef4	b1_nef4	b1_nef5	b1_nef5	b1_nef5	b1_nef6	b1_nef7	b1_nef8	b1_nef3
Sector	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	*2
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	F
SiO ₂	43.260	43.165	42.992	43.613	43.256	43.749	43.219	42.937	43.126	43.859	42.981	42.640
TiO ₂	0.005	n.d.	n.d.	0.008	0.032	n.d.	n.d.	0.025	n.d.	0.001	n.d.	0.003
Al ₂ O ₃	33.153	33.753	33.632	33.464	33.346	33.061	33.328	33.745	33.094	33.099	33.888	33.557
Fe ₂ O ₃	0.732	0.700	0.676	0.743	0.682	0.723	0.750	0.749	0.753	0.719	0.753	0.965
MgO	0.011	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	0.020	n.d.	n.d.	n.d.	0.007	n.d.	0.006
CaO	0.424	0.170	0.138	0.168	0.100	0.187	0.386	0.166	0.347	0.305	0.140	0.100
K ₂ O	6.845	7.244	7.282	6.858	7.089	6.773	6.807	7.175	6.833	6.736	7.157	6.577
Na ₂ O	15.912	16.132	15.874	16.155	15.922	15.956	16.037	15.809	15.981	16.128	15.912	15.523
BaO	0.027	0.004	n.d.	n.d.	0.019	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SrO	0.078	0.070	0.031	0.088	0.059	0.103	0.084	0.060	0.082	0.060	0.053	0.064
Total	100.447	101.238	100.628	101.097	100.505	100.574	100.611	100.666	100.216	100.914	100.884	99.435
Número de iões na base de 32 oxigénios												
Si	8.325	8.258	8.268	8.332	8.319	8.391	8.304	8.251	8.320	8.387	8.241	8.265
Ti	0.001	0.000	0.000	0.001	0.005	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	7.519	7.610	7.622	7.534	7.558	7.473	7.547	7.642	7.524	7.459	7.658	7.666
Fe ³⁺	0.106	0.101	0.098	0.107	0.099	0.104	0.108	0.108	0.109	0.103	0.109	0.141
Total	15.951	15.968	15.987	15.975	15.981	15.969	15.959	16.005	15.953	15.950	16.008	16.072
Mg	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002
Ca	0.087	0.035	0.028	0.034	0.021	0.038	0.079	0.034	0.072	0.062	0.029	0.021
Na	5.937	5.983	5.918	5.984	5.937	5.933	5.974	5.890	5.977	5.979	5.915	5.833
K	1.680	1.768	1.786	1.671	1.739	1.657	1.668	1.759	1.681	1.643	1.751	1.626
Ba	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sr	0.009	0.008	0.003	0.010	0.007	0.011	0.009	0.007	0.009	0.007	0.006	0.007
Total	7.718	7.794	7.737	7.699	7.705	7.646	7.731	7.689	7.739	7.693	7.700	7.489
ΣR	7.792	7.821	7.761	7.724	7.717	7.667	7.801	7.717	7.802	7.747	7.723	7.501
Termos finais												
Q	8.507	6.139	6.812	8.129	7.734	9.545	7.972	7.304	7.948	9.119	6.987	9.747
Ne	71.309	72.454	71.583	71.812	71.361	70.707	71.938	71.381	71.841	71.290	71.772	70.578
Ks	20.183	21.407	21.606	20.058	20.905	19.748	20.090	21.316	20.211	19.591	21.240	19.675

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138
Referência	b1_nef3	b1_nef3	b1_nef3	b1_nef3	b1_nef3	b1_nef3	b1_nef3	b1_nef3	b1_nef3	b1_nef1	b1_nef1	b1_nef2
Sector	*3	*4	*5	*6	*7	*8	*9	*10	bordo	núcleo	bordo	bordo
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	43.626	43.777	44.459	43.491	43.956	43.292	43.435	43.333	43.099	42.982	43.748	43.121
TiO ₂	n.d.	n.d.	0.003	0.027	0.035	n.d.	0.004	n.d.	0.010	0.038	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	33.312	33.082	32.997	32.921	33.002	33.153	33.351	33.069	33.377	33.603	33.052	33.260
Fe ₂ O ₃	0.871	0.938	0.986	0.939	1.011	0.861	0.945	1.011	1.008	0.979	0.955	0.976
MgO	n.d.	0.002	0.011	0.003	0.013	0.001	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.128	0.125	0.147	0.151	0.159	0.120	0.132	0.132	0.061	0.035	0.111	0.083
K ₂ O	6.228	6.037	6.066	6.100	6.177	6.457	6.408	6.575	6.667	6.784	6.093	6.680
Na ₂ O	15.230	15.370	15.200	15.342	15.278	15.188	15.304	15.240	15.281	15.211	15.295	15.246
BaO	n.d.	n.d.	0.005	0.018	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.034	n.d.	0.031	n.d.
SrO	0.029	0.092	0.038	0.059	0.039	0.031	0.054	0.077	0.043	0.019	0.041	0.016
Total	99.424	99.423	99.912	99.051	99.670	99.103	99.633	99.437	99.581	99.651	99.326	99.382
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	8.409	8.437	8.511	8.422	8.453	8.388	8.373	8.383	8.332	8.303	8.440	8.349
Ti	0.000	0.000	0.000	0.004	0.005	0.000	0.001	0.000	0.001	0.006	0.000	0.000
Al	7.567	7.514	7.444	7.513	7.479	7.570	7.577	7.539	7.604	7.650	7.515	7.589
Fe ³⁺	0.126	0.136	0.142	0.137	0.146	0.126	0.137	0.147	0.147	0.142	0.139	0.142
Total	16.103	16.087	16.097	16.076	16.083	16.084	16.088	16.069	16.085	16.101	16.093	16.080
Mg	0.000	0.001	0.003	0.001	0.004	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.026	0.026	0.030	0.031	0.033	0.025	0.027	0.027	0.013	0.007	0.023	0.017
Na	5.691	5.743	5.641	5.760	5.696	5.705	5.720	5.716	5.727	5.697	5.721	5.723
K	1.531	1.484	1.481	1.507	1.515	1.596	1.576	1.622	1.644	1.672	1.499	1.650
Ba	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002	0.000
Sr	0.003	0.010	0.004	0.007	0.004	0.003	0.006	0.009	0.005	0.002	0.005	0.002
Total	7.252	7.264	7.160	7.307	7.252	7.330	7.329	7.374	7.392	7.378	7.250	7.392
ΣR	7.276	7.279	7.182	7.329	7.276	7.351	7.350	7.393	7.397	7.383	7.266	7.407
Termos finais												
Q	14.110	14.342	16.314	13.719	14.691	12.960	12.873	12.463	11.531	11.258	14.455	11.695
Ne	67.680	68.067	66.281	68.390	67.384	68.014	68.308	68.183	68.737	68.609	67.780	68.545
Ks	18.210	17.591	17.404	17.891	17.925	19.025	18.819	19.355	19.732	20.133	17.766	19.760

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138
Referência	b1_nef2	b1_nef2	b1_nef4	b1_nef4	b1_nef4	b1_nef8	b1_nef8	b1_nef8	b1_nef7	b1_nef7	b1_nef7	b1_nef6
Sector	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo
Tipo	F	F	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	43.215	43.733	42.820	42.868	42.742	42.904	42.891	44.374	42.953	43.571	43.527	43.381
TiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	0.006	0.021	0.001	0.013	n.d.	n.d.	0.012	0.025	n.d.
Al ₂ O ₃	33.266	33.045	33.394	33.548	33.368	33.722	33.845	33.110	33.220	32.499	33.467	33.370
Fe ₂ O ₃	0.942	0.935	0.932	0.996	0.857	0.965	1.031	0.986	1.090	1.249	0.915	0.952
MgO	0.013	0.015	n.d.	n.d.	0.008	n.d.	0.009	0.001	n.d.	0.012	n.d.	0.006
CaO	0.078	0.081	0.056	0.072	0.086	0.046	0.032	0.057	0.038	0.038	0.118	0.023
K ₂ O	6.515	6.142	6.654	6.814	6.450	6.686	6.691	6.187	6.757	6.433	6.586	6.473
Na ₂ O	15.357	15.528	15.377	15.536	15.331	15.284	15.222	15.407	15.312	15.315	15.415	15.374
BaO	0.007	n.d.	0.009	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.022	n.d.	n.d.	n.d.	0.022
SrO	n.d.	0.029	0.037	0.053	0.069	0.061	0.011	0.028	0.032	0.022	0.034	0.018
Total	99.393	99.508	99.279	99.893	98.932	99.669	99.745	100.172	99.402	99.151	100.087	99.619
Número de iões na base de 32 oxigénios												
Si	8.358	8.429	8.307	8.279	8.310	8.287	8.275	8.485	8.327	8.448	8.362	8.367
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.002	0.000	0.000	0.002	0.004	0.000
Al	7.583	7.506	7.634	7.636	7.646	7.676	7.695	7.461	7.589	7.426	7.577	7.585
Fe ³⁺	0.137	0.136	0.136	0.145	0.125	0.140	0.150	0.142	0.159	0.182	0.132	0.138
Total	16.078	16.070	16.077	16.061	16.084	16.103	16.121	16.087	16.075	16.058	16.074	16.090
Mg	0.004	0.004	0.000	0.000	0.002	0.000	0.003	0.000	0.000	0.003	0.000	0.002
Ca	0.016	0.017	0.012	0.015	0.018	0.010	0.007	0.012	0.008	0.008	0.024	0.005
Na	5.758	5.802	5.783	5.817	5.779	5.723	5.693	5.711	5.755	5.757	5.741	5.749
K	1.607	1.510	1.647	1.679	1.600	1.647	1.647	1.509	1.671	1.591	1.614	1.593
Ba	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.002
Sr	0.000	0.003	0.004	0.006	0.008	0.007	0.001	0.003	0.004	0.002	0.004	0.002
Total	7.386	7.336	7.446	7.517	7.406	7.387	7.350	7.237	7.437	7.362	7.383	7.351
ΣR	7.398	7.346	7.453	7.526	7.414	7.390	7.353	7.244	7.441	7.364	7.404	7.351
Termos finais												
Q	11.876	13.249	10.558	9.463	11.212	11.058	11.297	14.902	10.823	13.023	12.041	12.260
Ne	68.894	68.836	69.620	70.261	69.538	69.063	68.804	67.313	69.111	68.144	68.658	68.706
Ks	19.230	17.915	19.822	20.276	19.249	19.878	19.899	17.785	20.066	18.833	19.301	19.033

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138
Referência	b1_nef6	b1_nef6	b1_nef5	b1_nef5	b1_nef5	b1_nef9	b1_nef9	b1_nef9	b1_nef10	b1_nef10	b1_nef10	b2_nef1
Sector	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	F
SiO ₂	43.780	42.817	43.362	43.456	44.168	42.931	43.236	43.337	43.100	43.136	43.825	43.724
TiO ₂	n.d.	0.013	n.d.	0.008	n.d.	0.023	n.d.	n.d.	n.d.	0.005	0.027	n.d.
Al ₂ O ₃	33.244	33.206	33.120	33.015	33.081	33.417	33.263	33.037	33.012	33.447	33.197	33.264
Fe ₂ O ₃	1.026	0.997	1.050	0.864	0.928	0.896	1.015	0.946	0.991	0.964	0.942	0.955
MgO	0.018	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.009	0.004	n.d.	0.006	0.012	n.d.	n.d.
CaO	0.059	0.082	0.048	0.070	0.081	0.080	0.072	0.058	0.091	0.082	0.065	0.093
K ₂ O	6.654	6.592	6.595	6.743	6.397	6.650	6.485	6.431	6.628	6.597	6.482	6.293
Na ₂ O	15.292	15.433	15.288	14.969	15.471	15.397	15.413	15.403	15.315	15.413	15.381	15.211
BaO	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	0.020	0.003	n.d.	n.d.	0.007	n.d.	0.041	n.d.
SrO	0.056	0.037	0.018	0.028	0.015	0.048	0.018	0.049	0.072	0.030	n.d.	0.024
Total	100.129	99.177	99.482	99.153	100.161	99.454	99.506	99.261	99.222	99.686	99.960	99.564
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	8.405	8.316	8.382	8.420	8.461	8.312	8.355	8.391	8.364	8.327	8.419	8.419
Ti	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.004	0.000
Al	7.522	7.601	7.545	7.538	7.468	7.625	7.576	7.539	7.550	7.609	7.516	7.548
Fe ³⁺	0.148	0.146	0.153	0.126	0.134	0.130	0.148	0.138	0.145	0.140	0.136	0.138
Total	16.075	16.065	16.080	16.085	16.063	16.071	16.078	16.068	16.058	16.077	16.076	16.105
Mg	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.002	0.003	0.000	0.000
Ca	0.012	0.017	0.010	0.015	0.017	0.017	0.015	0.012	0.019	0.017	0.013	0.019
Na	5.692	5.811	5.729	5.623	5.746	5.779	5.775	5.782	5.762	5.768	5.729	5.678
K	1.630	1.633	1.626	1.666	1.563	1.642	1.599	1.588	1.641	1.624	1.588	1.546
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.000
Sr	0.006	0.004	0.002	0.003	0.002	0.005	0.002	0.006	0.008	0.003	0.000	0.003
Total	7.345	7.466	7.367	7.307	7.329	7.447	7.391	7.388	7.432	7.417	7.334	7.245
ΣR	7.346	7.479	7.375	7.318	7.342	7.455	7.403	7.394	7.440	7.427	7.344	7.262
Termos finais												
Q	12.896	10.483	12.248	13.426	13.618	10.711	11.756	12.165	11.495	11.220	13.092	14.197
Ne	67.717	69.878	68.352	66.781	67.908	69.530	69.111	68.906	68.889	69.272	68.041	67.444
Ks	19.387	19.639	19.401	19.793	18.475	19.759	19.133	18.929	19.616	19.508	18.867	18.359

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138
Referência	b2_nefl	b2_nefl	b2_nefl	b2_nefl	b2_nefl	b2_nefl	b2_nefl	b2_nefl	b2_nefl	b2_nefl	b2_nefl	b2_nefl
Sector	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	MF	MF
SiO₂	44.486	43.476	43.888	44.476	43.774	43.713	44.179	43.625	44.018	43.626	43.419	43.833
TiO₂	n.d.	0.014	n.d.	n.d.	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	n.d.
Al₂O₃	32.908	33.324	33.233	32.868	33.305	33.169	32.900	33.247	33.181	33.099	33.381	33.047
Fe₂O₃	0.959	1.017	0.918	0.955	0.946	0.941	0.938	0.995	0.944	0.917	1.018	0.935
MgO	0.021	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.009	n.d.	0.010	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.076	0.041	0.063	0.096	0.081	0.061	0.080	0.084	0.087	0.081	0.049	0.060
K₂O	5.832	6.329	6.214	5.880	6.121	6.215	5.781	6.205	6.232	5.986	6.388	6.478
Na₂O	15.424	15.376	15.219	15.320	15.316	15.226	15.313	15.171	15.120	15.224	15.282	15.150
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.012	0.008	n.d.	n.d.	0.028	n.d.	0.009	n.d.
SrO	0.054	0.067	0.021	0.021	0.058	0.001	0.045	0.014	0.035	0.050	0.039	0.045
Total	99.760	99.644	99.556	99.616	99.620	99.343	99.236	99.351	99.645	98.983	99.588	99.548
Número de iões na base de 32 oxigénios												
Si	8.522	8.378	8.442	8.530	8.419	8.430	8.505	8.414	8.459	8.436	8.372	8.447
Ti	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	7.429	7.568	7.534	7.429	7.549	7.539	7.464	7.557	7.515	7.543	7.585	7.506
Fe³⁺	0.138	0.147	0.133	0.138	0.137	0.137	0.136	0.144	0.136	0.133	0.148	0.136
Total	16.090	16.096	16.109	16.097	16.106	16.105	16.106	16.115	16.111	16.112	16.105	16.088
Mg	0.006	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.016	0.008	0.013	0.020	0.017	0.013	0.016	0.017	0.018	0.017	0.010	0.012
Na	5.728	5.745	5.676	5.696	5.711	5.693	5.715	5.672	5.633	5.707	5.712	5.660
K	1.425	1.556	1.525	1.439	1.502	1.529	1.420	1.527	1.528	1.476	1.571	1.592
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000
Sr	0.006	0.007	0.002	0.002	0.006	0.000	0.005	0.002	0.004	0.006	0.004	0.005
Total	7.181	7.316	7.216	7.157	7.237	7.238	7.156	7.221	7.185	7.206	7.299	7.270
ΣR	7.185	7.317	7.226	7.174	7.246	7.247	7.168	7.234	7.197	7.217	7.304	7.278
Termos finais												
Q	16.060	12.866	14.712	16.357	14.331	14.336	16.111	14.437	15.347	14.844	12.998	14.141
Ne	67.217	68.565	67.228	66.779	67.832	67.528	67.197	67.420	66.593	67.654	68.235	67.007
Ks	16.723	18.569	18.061	16.864	17.837	18.136	16.692	18.143	18.060	17.503	18.767	18.852

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197
Referência	b2_nefl	b2_nefl	b2_nefl	b2_nefl	b2_nefl	b1_nefl	b1_nef2	b1_nef3	b1_nef5	b1_nef6	b1_nef8	b1_nef9
Sector	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	M	M	M	M	M	M	M
SiO ₂	43.568	43.744	43.566	43.200	43.628	46.267	45.351	46.015	45.216	46.194	45.796	45.677
TiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	0.021	n.d.	0.020	n.d.	n.d.	n.d.	0.010	0.001	0.035
Al ₂ O ₃	33.160	33.505	33.434	33.229	33.277	33.264	32.551	32.616	32.706	32.327	32.558	32.550
Fe ₂ O ₃	1.005	0.994	0.975	0.954	1.000	1.171	1.226	1.200	1.274	1.152	1.178	1.116
MgO	0.019	0.001	n.d.	0.003	n.d.	0.047	0.050	0.041	0.042	0.035	0.044	0.033
CaO	0.065	0.042	0.054	0.074	0.055	0.029	0.014	0.011	0.033	0.046	0.014	0.185
K ₂ O	6.357	6.376	6.383	6.347	6.419	5.437	5.383	5.299	5.353	5.269	5.167	5.526
Na ₂ O	15.293	15.119	15.223	15.453	15.298	15.549	16.628	16.728	16.709	16.558	16.770	16.516
BaO	n.d.	n.d.	0.021	n.d.	n.d.	n.d.	0.006	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.
SrO	0.030	0.078	0.044	0.050	0.053	0.010	0.030	n.d.	0.040	0.088	0.042	0.021
Total	99.497	99.859	99.700	99.331	99.730	101.794	101.239	101.910	101.373	101.679	101.572	101.659
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	8.405	8.400	8.385	8.358	8.399	8.641	8.573	8.626	8.541	8.674	8.614	8.598
Ti	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.005
Al	7.539	7.582	7.584	7.577	7.550	7.322	7.251	7.205	7.280	7.154	7.217	7.221
Fe ³⁺	0.146	0.144	0.141	0.139	0.145	0.165	0.174	0.169	0.181	0.163	0.167	0.158
Total	16.089	16.125	16.111	16.077	16.094	16.130	15.998	16.000	16.002	15.992	15.997	15.982
Mg	0.005	0.000	0.000	0.001	0.000	0.013	0.014	0.011	0.012	0.010	0.012	0.009
Ca	0.013	0.009	0.011	0.015	0.011	0.006	0.003	0.002	0.007	0.009	0.003	0.037
Na	5.719	5.628	5.680	5.796	5.710	5.630	6.094	6.079	6.119	6.028	6.115	6.027
K	1.564	1.562	1.567	1.566	1.576	1.295	1.298	1.267	1.290	1.262	1.240	1.327
Ba	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sr	0.003	0.009	0.005	0.006	0.006	0.001	0.003	0.000	0.004	0.010	0.005	0.002
Total	7.306	7.208	7.265	7.385	7.303	6.945	7.412	7.360	7.431	7.319	7.375	7.403
ΣR	7.311	7.207	7.270	7.394	7.309	6.937	7.397	7.351	7.422	7.308	7.360	7.429
Termos finais												
Q	13.337	14.402	13.569	11.910	13.253	19.856	13.777	14.833	13.257	15.959	14.615	14.468
Ne	68.051	67.006	67.742	69.349	67.979	65.154	71.082	70.478	71.642	69.491	70.993	70.100
Ks	18.612	18.593	18.689	18.741	18.768	14.990	15.141	14.689	15.101	14.550	14.392	15.432

Amostra Referência Sector Tipo	ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO I (cont.)					ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II					
	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80
	b1_nef10	b2_nef2	b2_nef3	b2_nef8	b2_nef9	b1_nef1	b1_nef1	b1_nef3	b1_nef3	b1_nef3	b1_nef4
	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo
	M	M	M	M	M	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	45.399	45.506	45.935	45.488	46.349	45.143	45.294	45.446	46.132	45.703	45.600
TiO ₂	0.008	n.d.	0.003	0.017	n.d.	0.019	0.018	n.d.	n.d.	n.d.	0.019
Al ₂ O ₃	32.763	32.758	32.745	32.690	31.466	32.957	32.664	32.596	32.433	32.407	32.559
Fe ₂ O ₃	1.254	0.991	0.936	1.069	1.068	0.446	0.532	0.540	0.575	0.531	0.568
MgO	0.023	0.037	0.057	0.040	0.063	0.004	n.d.	n.d.	0.005	n.d.	n.d.
CaO	0.027	0.007	0.047	0.033	0.723	0.003	0.014	n.d.	0.050	n.d.	0.023
K ₂ O	5.669	5.438	5.329	5.641	5.339	4.573	4.282	4.302	4.119	4.116	4.767
Na ₂ O	16.579	16.492	16.356	16.367	16.173	17.483	17.420	17.354	17.355	17.290	16.859
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SrO	0.019	0.028	0.026	0.037	0.021	n.d.	0.022	0.017	0.009	0.033	n.d.
Total	101.741	101.257	101.434	101.382	101.202	100.628	100.246	100.255	100.678	100.080	100.395
Número de íões na base de 32 oxigénios											
Si	8.551	8.587	8.635	8.584	8.751	8.550	8.597	8.621	8.696	8.669	8.643
Ti	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.003	0.003	0.000	0.000	0.000	0.003
Al	7.272	7.285	7.255	7.270	7.001	7.356	7.306	7.287	7.205	7.245	7.273
Fe ³⁺	0.178	0.141	0.132	0.152	0.152	0.064	0.076	0.077	0.081	0.076	0.081
Total	16.002	16.013	16.023	16.008	15.904	15.973	15.981	15.984	15.982	15.990	15.999
Mg	0.006	0.010	0.016	0.011	0.018	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Ca	0.005	0.001	0.009	0.007	0.146	0.001	0.003	0.000	0.010	0.000	0.005
Na	6.054	6.034	5.961	5.988	5.920	6.420	6.410	6.382	6.342	6.358	6.195
K	1.362	1.309	1.278	1.358	1.286	1.105	1.037	1.041	0.990	0.996	1.153
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sr	0.002	0.003	0.003	0.004	0.002	0.000	0.002	0.002	0.001	0.004	0.000
Total	7.430	7.357	7.267	7.368	7.372	7.526	7.452	7.425	7.345	7.358	7.352
ΣR	7.427	7.345	7.258	7.359	7.498	7.526	7.452	7.423	7.353	7.354	7.357
Termos finais											
Q	13.274	14.496	16.171	14.426	17.658	11.997	13.379	13.894	15.677	15.169	14.989
Ne	70.798	70.261	69.031	69.756	67.649	75.082	74.562	74.031	72.934	73.343	71.676
Ks	15.928	15.243	14.798	15.819	14.694	12.922	12.059	12.075	11.389	11.488	13.335

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80
Referência	b1_nef4	b1_nef4	b1_nef6	b2_nef1	b2_nef1	b2_nef1	b2_nef2	b2_nef2	b2_nef2	b2_nef3	b2_nef3	b2_nef3
Sector	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	45.555	45.483	46.500	44.976	45.607	44.553	44.959	46.467	45.751	46.015	44.994	49.444
TiO ₂	0.022	n.d.	n.d.	0.001	0.037	0.011	n.d.	0.033	n.d.	n.d.	n.d.	0.020
Al ₂ O ₃	32.554	32.564	32.180	33.649	32.561	33.106	33.047	32.012	33.013	32.728	32.826	30.393
Fe ₂ O ₃	0.537	0.642	0.541	0.556	0.558	0.537	0.571	0.595	0.582	0.658	0.505	0.908
MgO	0.005	0.004	n.d.	0.004	0.012	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.004	n.d.	0.048
CaO	0.014	0.021	0.010	0.013	0.336	0.004	0.006	n.d.	0.002	n.d.	0.019	0.010
K ₂ O	4.242	4.378	4.047	4.580	4.239	4.533	4.617	3.903	4.325	4.186	4.527	3.303
Na ₂ O	17.458	17.241	17.389	16.492	16.965	17.187	17.059	16.971	17.010	16.995	16.776	16.087
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.022	n.d.	n.d.	0.016	n.d.	n.d.	0.006	0.013
SrO	n.d.	0.035	0.022	n.d.	0.006	0.028	n.d.	n.d.	0.006	n.d.	0.027	0.029
Total	100.387	100.368	100.689	100.271	100.343	99.959	100.259	99.997	100.690	100.586	99.680	100.255
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	8.628	8.622	8.755	8.517	8.636	8.495	8.540	8.789	8.624	8.673	8.582	9.227
Ti	0.003	0.000	0.000	0.000	0.005	0.002	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.003
Al	7.267	7.275	7.140	7.509	7.266	7.439	7.398	7.135	7.333	7.270	7.379	6.684
Fe ³⁺	0.077	0.092	0.077	0.079	0.079	0.077	0.082	0.085	0.083	0.093	0.072	0.127
Total	15.975	15.988	15.972	16.105	15.987	16.013	16.019	16.013	16.039	16.036	16.033	16.042
Mg	0.001	0.001	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.013
Ca	0.003	0.004	0.002	0.003	0.068	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.004	0.002
Na	6.411	6.336	6.347	6.054	6.228	6.353	6.282	6.223	6.216	6.210	6.203	5.820
K	1.025	1.059	0.972	1.106	1.024	1.103	1.119	0.942	1.040	1.006	1.101	0.786
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001
Sr	0.000	0.004	0.002	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.003	0.003
Total	7.440	7.404	7.324	7.164	7.325	7.460	7.402	7.166	7.257	7.218	7.312	6.626
ΣR	7.441	7.403	7.323	7.166	7.388	7.458	7.403	7.164	7.256	7.217	7.312	6.610
Termos finais												
Q	13.826	14.233	16.400	15.922	16.028	12.234	13.340	18.480	15.862	16.793	14.882	28.402
Ne	74.296	73.489	72.499	71.089	72.116	74.788	73.561	70.806	72.080	71.603	72.284	63.077
Ks	11.878	12.278	11.102	12.990	11.856	12.978	13.099	10.714	12.059	11.604	12.834	8.521

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80
Referência	b2_nef4	b2_nef4	b2_nef4	b2_nef5	b2_nef5	b2_nef5	b2_nef6	b2_nef6	b2_nef6	b2_nef7	b2_nef7	b2_nef7
Sector	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	46.222	46.623	44.504	45.482	45.270	44.935	45.992	46.154	44.992	45.315	45.439	46.771
TiO ₂	n.d.	0.014	n.d.	0.024	n.d.	n.d.	0.009	n.d.	0.016	n.d.	n.d.	0.005
Al ₂ O ₃	32.791	31.903	32.931	32.730	32.895	33.169	32.597	32.741	33.029	32.966	32.735	32.053
Fe ₂ O ₃	0.611	0.678	0.559	0.577	0.480	0.553	0.743	0.572	0.541	0.558	0.658	0.979
MgO	0.014	0.009	n.d.	n.d.	n.d.	0.013	0.020	n.d.	0.014	n.d.	0.016	0.018
CaO	0.003	0.031	0.014	0.019	n.d.	0.007	0.013	0.021	0.025	0.009	0.021	0.014
K ₂ O	4.136	3.603	4.468	4.555	4.376	4.480	4.137	4.191	4.509	4.329	4.528	3.838
Na ₂ O	17.148	16.895	17.089	16.905	17.002	17.092	16.984	17.258	17.021	17.128	16.794	17.034
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.034	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.005
SrO	0.006	0.025	0.021	0.029	n.d.	0.025	n.d.	0.006	0.009	n.d.	0.046	0.014
Total	100.931	99.781	99.586	100.321	100.023	100.274	100.529	100.943	100.156	100.305	100.237	100.731
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	8.681	8.819	8.513	8.620	8.597	8.529	8.677	8.675	8.548	8.585	8.618	8.787
Ti	0.000	0.002	0.000	0.003	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.001
Al	7.258	7.112	7.423	7.311	7.362	7.419	7.247	7.252	7.395	7.360	7.317	7.097
Fe ³⁺	0.086	0.096	0.080	0.082	0.069	0.079	0.106	0.081	0.077	0.080	0.094	0.138
Total	16.025	16.030	16.017	16.016	16.028	16.027	16.031	16.008	16.023	16.025	16.028	16.023
Mg	0.004	0.003	0.000	0.000	0.000	0.004	0.006	0.000	0.004	0.000	0.005	0.005
Ca	0.001	0.006	0.003	0.004	0.000	0.001	0.003	0.004	0.005	0.002	0.004	0.003
Na	6.244	6.196	6.337	6.212	6.260	6.289	6.212	6.288	6.269	6.291	6.175	6.204
K	0.991	0.869	1.090	1.101	1.060	1.085	0.996	1.005	1.093	1.046	1.095	0.920
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sr	0.001	0.003	0.002	0.003	0.000	0.003	0.000	0.001	0.001	0.000	0.005	0.002
Total	7.240	7.077	7.432	7.320	7.320	7.382	7.218	7.298	7.372	7.339	7.284	7.134
ΣR	7.236	7.078	7.433	7.321	7.320	7.377	7.213	7.302	7.372	7.341	7.279	7.130
Termos finais												
Q	16.662	19.889	12.750	15.167	14.858	13.540	16.934	15.925	13.873	14.536	15.636	18.926
Ne	71.924	70.253	74.443	72.058	72.811	73.742	71.592	72.492	73.343	73.278	71.653	70.607
Ks	11.414	9.858	12.806	12.775	12.330	12.718	11.474	11.583	12.784	12.186	12.711	10.467

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80
Referência	b3_nefl	b3_nefl	b3_nefl	b3_nef2	b3_nef2	b3_nef2	b3_nef3	b3_nef3	b3_nef3	b3_nef5	b3_nef5	b3_nef5
Sector	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF
SiO ₂	45.714	44.860	44.286	47.434	45.326	45.711	45.494	45.149	44.825	44.048	45.519	45.077
TiO ₂	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	0.021	n.d.	0.024	0.002	n.d.	0.012	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	33.367	33.004	32.646	32.143	32.363	32.135	32.957	32.481	33.125	32.658	32.960	33.110
Fe ₂ O ₃	0.548	0.541	0.546	0.735	0.578	0.781	0.582	0.535	0.586	0.566	0.566	0.610
MgO	0.006	n.d.	0.010	0.006	0.021	0.024	n.d.	n.d.	0.008	n.d.	0.013	n.d.
CaO	0.005	n.d.	0.002	0.033	0.011	0.020	0.033	0.007	0.021	0.011	0.012	0.013
K ₂ O	4.213	4.348	4.325	3.969	4.224	3.876	4.439	4.084	4.440	4.363	4.220	4.374
Na ₂ O	16.344	17.403	17.399	16.763	17.336	17.260	16.484	17.264	17.553	17.277	17.539	17.289
BaO	0.014	n.d.	0.004	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.014	0.037	n.d.	n.d.	n.d.
SrO	0.038	0.037	0.026	0.037	0.008	0.003	0.039	0.013	n.d.	n.d.	0.020	n.d.
Total	100.249	100.196	99.244	101.120	99.888	99.810	100.052	99.549	100.595	98.935	100.849	100.473
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	8.625	8.527	8.509	8.858	8.629	8.688	8.624	8.616	8.499	8.490	8.585	8.539
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.003	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000
Al	7.419	7.394	7.392	7.074	7.261	7.198	7.363	7.305	7.402	7.418	7.326	7.391
Fe ³⁺	0.078	0.077	0.079	0.103	0.083	0.112	0.083	0.077	0.084	0.082	0.080	0.087
Total	16.122	15.999	15.979	16.035	15.975	15.997	16.073	15.998	15.985	15.992	15.990	16.017
Mg	0.002	0.000	0.003	0.002	0.006	0.007	0.000	0.000	0.002	0.000	0.004	0.000
Ca	0.001	0.000	0.000	0.007	0.002	0.004	0.007	0.001	0.004	0.002	0.002	0.003
Na	5.978	6.413	6.481	6.069	6.398	6.360	6.058	6.387	6.453	6.456	6.413	6.349
K	1.014	1.054	1.060	0.945	1.026	0.940	1.073	0.994	1.074	1.073	1.015	1.057
Ba	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.000	0.000
Sr	0.004	0.004	0.003	0.004	0.001	0.000	0.004	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000
Total	7.000	7.472	7.547	7.026	7.433	7.310	7.142	7.385	7.536	7.531	7.436	7.409
ΣR	6.994	7.468	7.541	7.027	7.428	7.307	7.145	7.384	7.535	7.533	7.433	7.411
Termos finais												
Q	18.931	12.427	11.376	20.814	13.963	15.981	17.308	14.330	11.448	11.324	13.474	13.265
Ne	69.313	75.210	76.167	68.513	74.150	73.203	70.245	74.131	75.917	76.041	74.700	74.357
Ks	11.756	12.363	12.457	10.673	11.887	10.816	12.446	11.538	12.635	12.635	11.826	12.377

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-80	CY-105	CY-105	CY-105
Referência	b3_nef9	b3_nef9	b3_nef9	b3_nef10	b3_nef10	b3_nef10	b3_nef11	b3_nef11	b3_nef11	b1_nef1	b1_nef1	b1_nef1
Sector	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	F	F	F	MF	MF	MF
SiO ₂	48.152	45.433	44.860	45.057	45.769	44.892	44.844	44.539	45.072	50.288	49.040	49.919
TiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.006	0.309	0.062
Al ₂ O ₃	30.297	32.835	33.061	32.882	32.645	32.885	32.956	32.822	32.770	30.453	30.606	29.797
Fe ₂ O ₃	0.854	0.548	0.555	0.539	0.503	0.541	0.511	0.518	0.539	1.164	1.096	1.541
MgO	0.032	n.d.	n.d.	n.d.	0.006	0.004	0.004	n.d.	0.002	0.063	0.066	0.138
CaO	n.d.	0.006	0.005	0.007	0.007	n.d.	0.010	n.d.	0.006	0.080	0.422	0.280
K ₂ O	2.870	4.139	4.415	4.246	4.159	4.338	4.334	4.195	4.069	2.963	3.635	3.496
Na ₂ O	17.316	17.481	17.437	17.342	17.471	17.257	17.577	17.585	17.550	16.510	16.690	16.409
BaO	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.026	n.d.	n.d.	n.d.	0.011	n.d.
SrO	0.009	0.033	n.d.	0.050	0.042	0.021	0.003	0.007	0.044	0.017	0.022	0.026
Total	99.530	100.478	100.333	100.127	100.602	99.938	100.265	99.666	100.053	101.544	101.897	101.668
Número de iões na base de 32 oxigénios												
Si	9.091	8.596	8.519	8.561	8.644	8.549	8.524	8.514	8.569	9.258	9.074	9.234
Ti	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.043	0.009
Al	6.741	7.321	7.399	7.363	7.266	7.380	7.382	7.394	7.342	6.607	6.674	6.495
Fe ³⁺	0.121	0.078	0.079	0.077	0.072	0.078	0.073	0.074	0.077	0.161	0.153	0.215
Total	15.953	15.995	15.997	16.002	15.981	16.007	15.979	15.982	15.988	16.028	15.943	15.952
Mg	0.009	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001	0.017	0.018	0.038
Ca	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.016	0.084	0.055
Na	6.338	6.412	6.419	6.388	6.397	6.371	6.477	6.517	6.468	5.893	5.987	5.884
K	0.691	0.999	1.069	1.029	1.002	1.054	1.051	1.023	0.987	0.696	0.858	0.825
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Sr	0.001	0.004	0.000	0.006	0.005	0.002	0.000	0.001	0.005	0.002	0.002	0.003
Total	7.039	7.416	7.490	7.424	7.406	7.428	7.533	7.540	7.462	6.623	6.950	6.805
ΣR	7.029	7.413	7.491	7.420	7.401	7.425	7.532	7.539	7.457	6.620	7.012	6.820
Termos finais												
Q	22.680	13.785	12.090	13.361	14.405	13.148	11.683	11.442	12.996	28.835	24.565	27.339
Ne	69.717	74.594	75.357	74.618	74.004	74.525	75.989	76.544	75.488	63.649	65.980	63.727
Ks	7.603	11.621	12.554	12.021	11.591	12.326	12.328	12.014	11.516	7.516	9.455	8.933

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-105	CY-105	CY-105	CY-105	CY-105	CY-105	CY-105	CY-105	CY-105	CY-105	CY-105	CY-182
Referência	b1_nef2	b1_nef2	b1_nef2	b1_nef4	b1_nef4	b1_nef4	b1_nef5	b1_nef5	b1_nef5	b1_nef9	b1_nef10	b1_nef12
Sector	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	M	M	M	M
SiO ₂	50.159	50.086	49.582	49.839	48.450	49.358	50.491	49.078	49.250	49.115	49.406	47.870
TiO ₂	0.016	0.006	n.d.	n.d.	0.410	n.d.	n.d.	0.015	0.012	0.010	n.d.	0.002
Al ₂ O ₃	30.401	30.727	30.869	30.687	30.694	30.683	30.330	30.959	30.715	31.182	31.036	31.737
Fe ₂ O ₃	1.094	1.026	1.130	1.066	0.991	1.159	1.064	1.087	1.168	1.015	0.965	1.037
MgO	0.077	0.034	0.070	0.062	0.019	0.072	0.036	0.055	0.100	0.040	0.046	0.026
CaO	0.076	0.066	0.064	0.021	0.333	0.082	0.015	0.080	0.043	0.023	0.039	0.040
K ₂ O	2.822	3.024	3.119	2.966	3.598	3.029	2.851	3.070	3.140	3.287	3.585	4.122
Na ₂ O	16.729	16.837	16.952	16.684	16.735	16.602	16.455	17.074	16.897	16.721	16.698	16.427
BaO	n.d.	n.d.	0.012	0.041	n.d.	0.037	0.033	0.013	0.044	n.d.	0.082	0.004
SrO	0.037	n.d.	0.051	0.013	0.031	0.025	0.014	n.d.	n.d.	0.057	0.015	n.d.
Total	101.411	101.806	101.849	101.379	101.261	101.047	101.289	101.431	101.369	101.450	101.872	101.265
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	9.248	9.210	9.138	9.201	9.024	9.156	9.304	9.088	9.124	9.088	9.118	8.924
Ti	0.002	0.001	0.000	0.000	0.057	0.000	0.000	0.002	0.002	0.001	0.000	0.000
Al	6.606	6.659	6.704	6.677	6.737	6.707	6.587	6.756	6.706	6.800	6.750	6.973
Fe ³⁺	0.152	0.142	0.157	0.148	0.139	0.162	0.147	0.151	0.163	0.141	0.134	0.145
Total	16.008	16.011	15.999	16.026	15.957	16.025	16.038	15.997	15.995	16.031	16.003	16.042
Mg	0.021	0.009	0.019	0.017	0.005	0.020	0.010	0.015	0.028	0.011	0.013	0.007
Ca	0.015	0.013	0.013	0.004	0.066	0.016	0.003	0.016	0.009	0.005	0.008	0.008
Na	5.980	6.002	6.057	5.971	6.043	5.970	5.878	6.129	6.069	5.998	5.975	5.937
K	0.664	0.709	0.733	0.698	0.855	0.717	0.670	0.725	0.742	0.776	0.844	0.980
Ba	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.003	0.002	0.001	0.003	0.000	0.006	0.000
Sr	0.004	0.000	0.005	0.001	0.003	0.003	0.001	0.000	0.000	0.006	0.002	0.000
Total	6.684	6.734	6.828	6.696	6.972	6.729	6.565	6.886	6.850	6.796	6.846	6.933
ΣR	6.674	6.737	6.815	6.678	7.030	6.720	6.554	6.886	6.828	6.783	6.834	6.933
Termos finais												
Q	28.164	27.127	25.692	27.510	23.563	26.962	29.616	24.575	25.354	25.461	25.221	22.488
Ne	64.659	65.171	66.283	64.899	66.964	65.210	63.182	67.446	66.514	66.002	65.523	66.528
Ks	7.177	7.701	8.024	7.591	9.473	7.828	7.203	7.979	8.133	8.537	9.256	10.984

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182	CY-182	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188
Referência	b1_nefl	b1_nefl	b1_nef2	b1_nef2	b1_nef2	b1_nef3	b1_nef5	b2_nefl	b1_nefl	b1_nefl	b1_nef2	b1_nef2
Sector	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	bordo	bordo
Tipo	M	M	M	M	M	M	M	M	F	F	MF	MF
SiO ₂	47.355	47.453	47.621	47.163	48.026	44.221	44.731	47.070	47.504	45.930	45.611	45.987
TiO ₂	0.004	0.004	0.034	n.d.	0.052	n.d.	0.027	n.d.	n.d.	0.020	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	32.975	32.133	32.254	31.916	31.672	33.398	33.554	32.463	33.990	32.882	32.978	32.935
Fe ₂ O ₃	1.229	1.161	1.231	1.254	1.135	0.915	0.925	1.130	0.740	0.668	0.733	0.658
MgO	0.004	0.010	0.047	0.020	0.028	0.011	0.001	0.021	0.013	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.049	0.059	0.105	0.033	0.034	0.050	0.047	0.066	0.009	0.078	n.d.	0.005
K ₂ O	4.682	4.407	4.395	4.637	4.058	5.744	5.732	4.580	4.280	4.711	4.919	4.666
Na ₂ O	15.398	16.640	16.120	16.357	16.768	16.646	16.545	16.639	15.412	16.967	16.988	17.230
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.024	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.019	n.d.
SrO	0.016	0.004	0.020	0.006	n.d.	0.035	0.044	0.018	0.015	0.049	0.036	0.007
Total	101.712	101.871	101.827	101.386	101.797	101.023	101.606	101.987	101.963	101.305	101.284	101.488
Número de iões na base de 32 oxigénios												
Si	8.791	8.826	8.843	8.824	8.918	8.403	8.438	8.759	8.755	8.629	8.587	8.625
Ti	0.001	0.001	0.005	0.000	0.007	0.000	0.004	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000
Al	7.214	7.043	7.059	7.037	6.931	7.479	7.460	7.119	7.382	7.280	7.317	7.279
Fe ³⁺	0.172	0.163	0.172	0.176	0.159	0.131	0.131	0.158	0.103	0.094	0.104	0.093
Total	16.178	16.033	16.079	16.037	16.015	16.013	16.033	16.036	16.240	16.006	16.007	15.997
Mg	0.001	0.003	0.013	0.006	0.008	0.003	0.000	0.006	0.004	0.000	0.000	0.000
Ca	0.010	0.012	0.021	0.007	0.007	0.010	0.009	0.013	0.002	0.016	0.000	0.001
Na	5.542	6.000	5.803	5.933	6.036	6.132	6.051	6.003	5.507	6.180	6.200	6.265
K	1.109	1.046	1.041	1.107	0.961	1.392	1.379	1.087	1.006	1.129	1.181	1.116
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Sr	0.002	0.000	0.002	0.001	0.000	0.004	0.005	0.002	0.002	0.005	0.004	0.001
Total	6.663	7.061	6.880	7.052	7.014	7.542	7.445	7.111	6.520	7.330	7.387	7.383
ΣR	6.670	7.069	6.886	7.053	7.011	7.545	7.449	7.116	6.516	7.340	7.381	7.383
Termos finais												
Q	24.350	20.171	22.602	20.221	21.534	10.453	11.946	19.057	25.609	15.299	14.036	14.420
Ne	63.039	67.983	65.626	67.237	67.688	72.978	71.708	68.532	62.898	71.617	72.207	72.637
Ks	12.612	11.846	11.773	12.541	10.778	16.569	16.346	12.412	11.493	13.084	13.757	12.943

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188
Referência	b1_nef3	b1_nef3	b1_nef3	b1_nef5	b1_nef5	b1_nef5	b1_nef4	b1_nef4	b1_nef4	b1_nef6	b1_nef7	b1_nef9
Sector	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	F	F	F	MF	MF	MF	MF	MF	MF	M	M	M
SiO ₂	48.376	49.017	45.481	47.627	46.963	45.497	45.473	47.196	46.068	46.524	47.888	46.404
TiO ₂	n.d.	0.033	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	0.013	0.028	n.d.	0.015	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	31.760	31.620	32.950	32.005	32.208	33.087	32.615	31.657	33.141	31.447	31.985	31.376
Fe ₂ O ₃	0.921	0.902	0.607	0.867	0.864	0.710	0.675	0.831	0.645	1.764	0.927	1.708
MgO	n.d.	n.d.	n.d.	0.031	0.014	0.001	n.d.	0.015	n.d.	0.010	0.018	0.004
CaO	0.011	0.034	0.010	0.013	0.003	n.d.	0.004	0.008	n.d.	0.021	0.017	0.011
K ₂ O	3.594	3.637	4.794	3.887	4.389	5.291	5.181	4.201	4.677	4.200	3.702	4.598
Na ₂ O	17.137	16.215	17.233	16.733	16.775	16.837	16.805	17.121	17.187	17.338	17.196	16.783
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	n.d.	0.041	n.d.	0.017	n.d.	n.d.
SrO	n.d.	0.015	0.007	n.d.	0.017	0.009	0.040	0.013	0.009	0.017	0.035	n.d.
Total	101.799	101.473	101.087	101.163	101.233	101.436	100.806	101.111	101.727	101.353	101.768	100.884
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	8.956	9.062	8.577	8.883	8.792	8.565	8.610	8.849	8.616	8.748	8.886	8.765
Ti	0.000	0.005	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.004	0.000	0.002	0.000	0.000
Al	6.929	6.890	7.323	7.035	7.106	7.340	7.278	6.995	7.305	6.968	6.994	6.984
Fe ³⁺	0.128	0.126	0.086	0.122	0.122	0.101	0.096	0.117	0.091	0.250	0.129	0.243
Total	16.013	16.082	15.987	16.040	16.020	16.006	15.986	15.966	16.011	15.968	16.009	15.992
Mg	0.000	0.000	0.000	0.009	0.004	0.000	0.000	0.004	0.000	0.003	0.005	0.001
Ca	0.002	0.007	0.002	0.003	0.001	0.000	0.001	0.002	0.000	0.004	0.003	0.002
Na	6.151	5.812	6.301	6.051	6.088	6.145	6.169	6.224	6.232	6.320	6.186	6.146
K	0.849	0.858	1.153	0.925	1.048	1.271	1.251	1.005	1.116	1.007	0.876	1.108
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000
Sr	0.000	0.002	0.001	0.000	0.002	0.001	0.004	0.001	0.001	0.002	0.004	0.000
Total	7.002	6.678	7.457	6.987	7.143	7.417	7.425	7.239	7.349	7.338	7.074	7.257
ΣR	7.004	6.683	7.458	6.981	7.138	7.415	7.422	7.232	7.348	7.336	7.069	7.258
Termos finais												
Q	21.846	26.403	13.096	21.477	18.830	13.421	13.820	18.317	14.721	16.236	20.523	17.244
Ne	68.677	64.133	73.458	68.113	69.249	71.745	71.646	70.329	72.328	72.249	69.616	70.117
Ks	9.477	9.465	13.446	10.410	11.921	14.834	14.533	11.354	12.950	11.515	9.861	12.639

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188
Referência	b1_nefl1	b1_nefl2	b1_nefl2	b1_nefl2	b2_nefl	b2_nefl	b2_nefl	b2_nefl	b2_nefl	b2_nefl	b2_nefl	b2_nefl
Sector	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	*1	*2	*3	*4	*5
Tipo	MF	MF	MF	MF	MF	MF	MF	F	F	F	F	F
SiO ₂	46.286	47.133	47.013	46.183	45.334	45.233	45.733	45.440	45.230	45.971	45.707	45.671
TiO ₂	0.008	0.012	0.005	0.025	n.d.	0.001	0.005	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Al ₂ O ₃	32.581	32.256	32.576	32.610	33.422	33.419	32.812	33.167	32.781	33.075	33.225	33.086
Fe ₂ O ₃	0.620	0.757	0.771	0.623	0.651	0.667	0.732	0.681	0.712	0.681	0.623	0.659
MgO	0.013	0.009	0.012	0.005	n.d.	0.001	n.d.	0.003	0.012	n.d.	0.009	n.d.
CaO	n.d.	0.032	0.017	0.034	n.d.	n.d.	0.004	0.018	0.027	0.011	0.007	0.019
K ₂ O	4.452	4.041	4.051	4.548	4.904	4.960	4.749	5.133	4.927	4.730	4.689	4.760
Na ₂ O	17.205	17.175	16.808	17.150	16.713	17.073	17.067	17.150	16.896	17.076	17.099	17.135
BaO	n.d.	n.d.	0.018	0.032	0.046	n.d.	0.030	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.
SrO	0.029	0.013	0.010	n.d.	0.016	0.023	0.023	0.042	0.001	0.004	0.005	0.039
Total	101.194	101.428	101.281	101.210	101.086	101.377	101.155	101.635	100.586	101.548	101.365	101.369
Número de iões na base de 32 oxigénios												
Si	8.691	8.798	8.776	8.676	8.541	8.513	8.613	8.542	8.575	8.615	8.581	8.584
Ti	0.001	0.002	0.001	0.004	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	7.209	7.095	7.167	7.220	7.421	7.412	7.283	7.348	7.325	7.304	7.351	7.328
Fe ³⁺	0.088	0.106	0.108	0.088	0.092	0.094	0.104	0.096	0.102	0.096	0.088	0.093
Total	15.989	16.001	16.052	15.988	16.055	16.020	16.001	15.986	16.002	16.015	16.021	16.005
Mg	0.004	0.003	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.003	0.000	0.003	0.000
Ca	0.000	0.006	0.003	0.007	0.000	0.000	0.001	0.004	0.005	0.002	0.001	0.004
Na	6.263	6.215	6.083	6.246	6.105	6.230	6.232	6.250	6.210	6.204	6.224	6.243
K	1.066	0.962	0.965	1.090	1.179	1.191	1.141	1.231	1.192	1.131	1.123	1.141
Ba	0.000	0.000	0.001	0.002	0.003	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Sr	0.003	0.001	0.001	0.000	0.002	0.003	0.003	0.005	0.000	0.000	0.001	0.004
Total	7.336	7.187	7.057	7.347	7.289	7.423	7.378	7.490	7.411	7.337	7.351	7.393
ΣR	7.329	7.190	7.055	7.350	7.283	7.420	7.374	7.488	7.413	7.339	7.350	7.392
Termos finais												
Q	15.668	18.419	19.697	15.445	14.729	12.838	14.405	12.421	13.684	14.862	14.388	13.969
Ne	72.063	70.645	69.312	71.993	71.472	73.175	72.350	73.170	72.421	72.013	72.526	72.736
Ks	12.269	10.936	10.991	12.562	13.799	13.987	13.246	14.409	13.895	13.125	13.086	13.295

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO II (cont.)												
Amostra	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188	CY-188
Referência	b2_nef2	b2_nef2	b2_nef2	b2_nef2	b2_nef3	b2_nef3	b2_nef3	b2_nef4	b2_nef4	b2_nef4	b2_nef5	b2_nef6
Sector	*6	*7	*8	*9	*10	*11	*12	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	MF	MF	MF	M	M
SiO ₂	45.975	45.687	45.360	44.833	45.538	46.291	45.851	45.165	47.838	45.725	47.751	48.210
TiO ₂	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	0.036	n.d.	n.d.	0.028
Al ₂ O ₃	32.852	33.071	32.920	33.007	32.931	32.864	33.068	33.082	31.636	32.969	31.921	32.075
Fe ₂ O ₃	0.682	0.635	0.689	0.688	0.773	0.772	0.682	0.707	0.921	0.617	1.024	1.042
MgO	0.007	0.003	n.d.	n.d.	0.017	0.006	0.008	n.d.	0.025	0.001	0.030	0.015
CaO	0.013	0.016	0.028	0.009	0.016	0.034	n.d.	0.016	0.009	n.d.	0.025	0.009
K ₂ O	4.618	4.662	4.872	4.793	4.936	4.997	4.670	5.003	3.609	4.733	3.837	3.855
Na ₂ O	16.971	17.010	17.080	17.137	16.737	16.577	17.121	17.084	16.991	17.113	17.109	16.722
BaO	0.009	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	0.027	n.d.	0.038	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SrO	n.d.	0.047	0.020	0.017	0.038	n.d.	0.009	n.d.	n.d.	0.010	0.048	0.030
Total	101.127	101.134	100.969	100.484	100.986	101.568	101.409	101.098	101.065	101.168	101.745	101.986
Número de íões na base de 32 oxigénios												
Si	8.643	8.597	8.569	8.515	8.592	8.670	8.604	8.532	8.925	8.605	8.873	8.915
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.004
Al	7.278	7.334	7.329	7.388	7.323	7.254	7.313	7.365	6.956	7.312	6.990	6.990
Fe ³⁺	0.097	0.090	0.098	0.098	0.110	0.109	0.096	0.100	0.129	0.087	0.143	0.145
Total	16.018	16.020	15.995	16.002	16.024	16.032	16.014	15.998	16.016	16.004	16.006	16.053
Mg	0.002	0.001	0.000	0.000	0.005	0.002	0.002	0.000	0.007	0.000	0.008	0.004
Ca	0.003	0.003	0.006	0.002	0.003	0.007	0.000	0.003	0.002	0.000	0.005	0.002
Na	6.185	6.205	6.255	6.310	6.122	6.019	6.229	6.257	6.146	6.244	6.163	5.995
K	1.107	1.119	1.174	1.161	1.188	1.194	1.118	1.206	0.859	1.136	0.909	0.909
Ba	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000
Sr	0.000	0.005	0.002	0.002	0.004	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.005	0.003
Total	7.298	7.334	7.437	7.475	7.322	7.223	7.350	7.468	7.013	7.381	7.091	6.913
ΣR	7.298	7.331	7.440	7.475	7.317	7.226	7.347	7.469	7.008	7.380	7.083	6.907
Termos finais												
Q	15.623	14.803	13.299	12.258	14.919	16.805	14.616	12.538	21.519	14.239	20.288	22.555
Ne	71.564	72.181	73.000	74.105	71.254	69.425	72.392	73.332	68.858	72.557	69.463	67.245
Ks	12.813	13.016	13.701	13.637	13.826	13.770	12.992	14.130	9.623	13.204	10.250	10.200

IV.2.8. Apatite

Amostra	URITITO							SIENITO NEFELÍNICO - GRUPO I			
	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-118	CY-118	CY-118	CY-148
Referência	b2_ap1	b2_ap2	b2_ap3	b3_ap1	b3_ap2	b3_ap3	b3_ap4	b2_ap1	b2_ap2	b5_ap2	b1_ap1
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO^T	0.103	0.071	0.060	0.021	0.103	0.009	0.068	0.013	0.041	0.001	0.004
MnO	0.037	0.006	0.046	0.029	0.050	0.030	0.009	0.073	0.064	0.060	0.026
CaO	54.607	54.248	54.389	54.381	54.395	53.822	54.379	54.462	54.573	54.119	54.122
Na₂O	0.152	0.097	0.099	0.103	0.144	0.045	0.095	0.258	0.176	0.196	0.117
P₂O₅	41.024	41.462	41.166	40.531	40.393	40.858	40.958	41.688	41.420	41.778	40.581
SrO	0.551	0.777	0.624	0.697	0.607	0.784	0.730	0.499	0.491	0.426	0.701
La₂O₃	0.113	0.140	0.125	0.094	0.105	0.199	0.095	0.064	0.075	0.034	0.152
Ce₂O₃	0.193	0.432	0.296	0.385	0.233	0.593	0.400	0.322	0.240	0.268	0.405
Nd₂O₃	0.101	0.066	0.047	0.142	0.074	0.153	0.060	0.155	0.154	0.073	0.109
F	3.920	2.897	3.684	3.450	3.362	3.813	4.120	2.760	3.667	3.357	3.975
Cl	0.003	n.d.	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	0.014	0.004	0.022	0.013	n.d.
O≡F	1.651	1.220	1.551	1.453	1.416	1.606	1.735	1.162	1.544	1.414	1.674
O≡Cl	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.003	0.001	0.005	0.003	0.000
Total corr.	99.153	98.976	98.985	98.383	98.050	98.700	99.190	99.135	99.374	98.909	98.518
Número de iões na base de 24 oxigénios, normalizado para 10 catiões											
Ca	9.852	9.841	9.862	9.852	9.846	9.843	9.852	9.822	9.851	9.861	9.847
Sr	0.054	0.076	0.061	0.068	0.059	0.078	0.072	0.049	0.048	0.042	0.069
Mn	0.005	0.001	0.007	0.004	0.007	0.004	0.001	0.010	0.009	0.009	0.004
Fe²⁺	0.015	0.010	0.008	0.003	0.015	0.001	0.010	0.002	0.006	0.000	0.001
La	0.007	0.009	0.008	0.006	0.007	0.013	0.006	0.004	0.005	0.002	0.010
Ce	0.012	0.027	0.018	0.024	0.014	0.037	0.025	0.020	0.015	0.017	0.025
Nd	0.006	0.004	0.003	0.009	0.004	0.009	0.004	0.009	0.009	0.004	0.007
Na	0.050	0.032	0.032	0.034	0.047	0.015	0.031	0.084	0.057	0.065	0.039
Soma A	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000
P	5.848	5.944	5.898	5.803	5.778	5.904	5.864	5.941	5.908	6.015	5.834
Soma T	5.848	5.944	5.898	5.803	5.778	5.904	5.864	5.941	5.908	6.015	5.834
F	1.044	0.776	0.986	0.923	0.898	1.029	1.102	0.735	0.977	0.903	1.067
Cl	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.003	0.002	0.000
OH	0.956	1.224	1.014	1.077	1.102	0.971	0.896	1.265	1.020	1.095	0.933
Soma	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Classificação (Deer et al., 1992)											
	F-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	F-apatite	F-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	F-apatite

FeO^T = Ferro total analisado; corr. = Corrigido

n.d. = Abaixo do limite de detecção

SIENITO NEFELÍNICO - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-154	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190
Referência	b1_ap2	b1_ap3	b1_ap5	b2_ap1	b2_ap2	b2_ap4	b3_ap1	b4_ap2	b1_ap1	b1_ap3	b1_ap4	b1_ap5
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO ^T	0.027	0.081	0.042	0.100	0.041	0.008	0.010	0.025	0.030	0.028	0.029	0.008
MnO	0.014	0.029	n.d.	0.014	0.040	0.023	0.022	n.d.	n.d.	0.028	0.060	0.010
CaO	54.019	54.147	54.307	54.369	54.145	54.125	54.393	54.209	55.076	54.914	54.673	54.531
Na ₂ O	0.179	0.141	0.080	0.170	0.147	0.120	0.159	0.098	0.174	0.209	0.182	0.231
P ₂ O ₅	40.635	41.318	41.238	40.833	40.559	40.770	41.191	41.364	41.876	42.111	42.203	42.051
SrO	0.599	0.698	0.720	0.619	0.629	0.627	0.608	0.703	0.566	0.554	0.533	0.532
La ₂ O ₃	0.122	0.153	0.112	0.096	0.071	0.083	0.154	0.095	0.024	0.148	0.093	0.113
Ce ₂ O ₃	0.332	0.251	0.360	0.196	0.275	0.342	0.348	0.365	0.265	0.248	0.190	0.280
Nd ₂ O ₃	0.165	0.117	0.117	0.065	0.084	0.100	0.142	0.155	0.078	0.130	0.133	0.056
F	3.720	3.795	3.546	3.224	3.881	3.583	3.977	4.006	3.134	3.274	3.347	3.286
Cl	0.010	0.002	n.d.	0.003	0.003	0.007	0.002	0.008	0.011	0.016	0.001	n.d.
O≡F	1.566	1.598	1.493	1.358	1.634	1.509	1.675	1.687	1.320	1.379	1.409	1.384
O≡Cl	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.002	0.002	0.004	0.000	0.000
Total corr.	98.253	99.134	99.029	98.331	98.240	98.278	99.331	99.339	99.912	100.278	100.034	99.714
Número de íons na base de 24 oxigênios, normalizado para 10 catiões												
Ca	9.838	9.837	9.861	9.845	9.851	9.862	9.844	9.857	9.862	9.839	9.851	9.842
Sr	0.059	0.069	0.071	0.061	0.062	0.062	0.060	0.069	0.055	0.054	0.052	0.052
Mn	0.002	0.004	0.000	0.002	0.006	0.003	0.003	0.000	0.000	0.004	0.009	0.001
Fe ²⁺	0.004	0.011	0.006	0.014	0.006	0.001	0.001	0.004	0.004	0.004	0.004	0.001
La	0.008	0.010	0.007	0.006	0.004	0.005	0.010	0.006	0.001	0.009	0.006	0.007
Ce	0.021	0.016	0.022	0.012	0.017	0.021	0.022	0.023	0.016	0.015	0.012	0.017
Nd	0.010	0.007	0.007	0.004	0.005	0.006	0.009	0.009	0.005	0.008	0.008	0.003
Na	0.059	0.046	0.026	0.056	0.048	0.040	0.052	0.032	0.056	0.068	0.059	0.075
Soma A	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000
P	5.848	5.932	5.917	5.843	5.831	5.870	5.891	5.943	5.925	5.962	6.009	5.997
Soma T	5.848	5.932	5.917	5.843	5.831	5.870	5.891	5.943	5.925	5.962	6.009	5.997
F	1.000	1.018	0.950	0.862	1.042	0.964	1.062	1.075	0.828	0.866	0.890	0.875
Cl	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.000	0.000
OH	0.999	0.982	1.050	1.138	0.957	1.035	0.937	0.924	1.170	1.132	1.110	1.125
Soma	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Classificação (Deer et al., 1992)												
	H-apatite	F-apatite	H-apatite	H-apatite	F-apatite	H-apatite	F-apatite	F-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite

Amostra	SIENITO NEFELÍNICO - GRUPO I (cont.)					CALCIOCARBONATITOS INTRUSIVOS					
	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116
Referência	b1_ap6	b2_ap3	b3_ap2	b3_ap3	b3_ap4	b1_ap1	b1_ap1	b1_ap1	b1_ap3	b1_ap3	b1_ap3
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO^T	0.092	0.049	0.012	0.126	n.d.	0.029	0.009		0.043	0.049	0.042
MnO	0.007	0.020	0.022	0.052	0.020	0.065	0.071	0.024	0.042	0.024	0.073
CaO	54.423	54.020	54.434	54.109	54.303	55.563	55.284	55.647	55.147	54.945	55.356
Na₂O	0.259	0.253	0.245	0.283	0.249	0.199	0.212	0.186	0.257	0.292	0.213
P₂O₅	42.092	41.269	41.643	41.452	41.704	42.617	42.557	42.211	42.347	42.287	42.463
SrO	0.539	0.519	0.497	0.591	0.366	0.128	0.111	0.091	0.102	0.079	0.122
La₂O₃	0.163	0.066	0.043	0.062	0.112	0.126	0.078	0.025	0.032	0.078	0.033
Ce₂O₃	0.319	0.287	0.209	0.247	0.262	0.038	0.286	0.520	0.290	0.086	0.518
Nd₂O₃	0.160	0.070	0.068	0.178	0.120	0.182	0.150	0.111	0.145	0.072	0.129
F	3.345	3.257	3.380	2.693	2.752	4.125	4.223	4.436	4.188	4.462	4.370
Cl	n.d.	0.005	n.d.	0.014	0.026	0.002	0.007	0.008	0.016	0.013	0.018
O≡F	1.408	1.371	1.423	1.134	1.159	1.737	1.778	1.868	1.763	1.879	1.840
O≡Cl	0.000	0.001	0.000	0.003	0.006	0.000	0.002	0.002	0.004	0.003	0.004
Total corr.	99.991	98.442	99.130	98.670	98.749	101.337	101.208	101.389	100.842	100.505	101.493
Número de iões na base de 24 oxigénios, normalizado para 10 catiões											
Ca	9.810	9.830	9.847	9.794	9.849	9.890	9.878	9.888	9.867	9.873	9.862
Sr	0.053	0.051	0.049	0.058	0.036	0.012	0.011	0.009	0.010	0.008	0.012
Mn	0.001	0.003	0.003	0.007	0.003	0.009	0.010	0.003	0.006	0.003	0.010
Fe²⁺	0.013	0.007	0.002	0.018	0.000	0.004	0.001	0.000	0.006	0.007	0.006
La	0.010	0.004	0.003	0.004	0.007	0.008	0.005	0.002	0.002	0.005	0.002
Ce	0.020	0.018	0.013	0.015	0.016	0.002	0.017	0.032	0.018	0.005	0.032
Nd	0.010	0.004	0.004	0.011	0.007	0.011	0.009	0.007	0.009	0.004	0.008
Na	0.084	0.083	0.080	0.093	0.082	0.064	0.069	0.060	0.083	0.095	0.069
Soma A	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000
P	5.995	5.934	5.952	5.929	5.977	5.994	6.009	5.927	5.987	6.004	5.978
Soma T	5.995	5.934	5.952	5.929	5.977	5.994	6.009	5.927	5.987	6.004	5.978
F	0.890	0.875	0.902	0.719	0.737	1.084	1.114	1.163	1.106	1.183	1.149
Cl	0.000	0.001	0.000	0.002	0.004	0.000	0.001	0.001	0.002	0.002	0.003
OH	1.110	1.125	1.098	1.279	1.260	0.916	0.885	0.835	0.892	0.815	0.848
Soma	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Classificação (Deer et al., 1992)											
	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	F-apatite	F-apatite	F-apatite	F-apatite	F-apatite	F-apatite

CALCIOCARBONATITOS INTRUSIVOS (cont.)												
Amostra	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-145	CY-145	CY-145	CY-145	CY-145
Referência	b2_ap2	---_ap2	---_ap6	---_ap7	---_ap8	---_ap10	---_ap12	---_ap1	---_ap2	---_ap4	---_ap7	---_ap8
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO ^T	0.079	0.071	0.138	0.113	0.049	0.024	0.023	0.018	0.009	0.021	n.d.	0.024
MnO	0.058	0.028	n.d.	0.019	0.017	0.034	0.038	0.017	0.021	0.020	0.012	0.016
CaO	55.089	54.448	54.236	54.261	55.010	54.734	54.651	54.754	54.411	54.461	54.334	54.482
Na ₂ O	0.266	0.282	0.296	0.199	0.235	0.329	0.180	0.144	0.134	0.157	0.155	0.158
P ₂ O ₅	42.352	42.195	41.716	41.998	41.070	40.449	41.613	41.461	42.113	41.913	42.052	41.577
SrO	0.109	0.527	0.481	0.515	0.554	0.535	0.523	0.890	0.914	0.974	0.875	0.957
La ₂ O ₃	0.041	0.073	0.090	0.079	0.155	0.026	0.120	0.069	0.148	0.079	0.150	0.048
Ce ₂ O ₃	0.252	0.392	0.346	0.301	0.146	0.254	0.257	0.242	0.201	0.256	0.243	0.238
Nd ₂ O ₃	0.064	0.197	0.174	0.128	0.075	0.103	0.064	0.051	0.033	0.099	0.048	0.079
F	4.213	3.453	3.784	3.455	3.637	3.746	3.400	3.202	3.631	3.597	3.513	3.525
Cl	0.001	0.011	0.006	0.010	0.009	0.023	0.008	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.
O≡F	1.774	1.454	1.593	1.455	1.531	1.577	1.432	1.348	1.529	1.515	1.479	1.484
O≡Cl	0.000	0.002	0.001	0.002	0.002	0.005	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total corr.	100.750	100.221	99.672	99.621	99.424	98.674	99.444	99.500	100.086	100.062	99.904	99.620
Número de íons na base de 24 oxigênios, normalizado para 10 catiões												
Ca	9.862	9.802	9.799	9.834	9.838	9.810	9.854	9.839	9.839	9.821	9.835	9.827
Sr	0.011	0.051	0.047	0.051	0.054	0.052	0.051	0.087	0.089	0.095	0.086	0.093
Mn	0.008	0.004	0.000	0.003	0.002	0.005	0.005	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002
Fe ²⁺	0.011	0.010	0.019	0.016	0.007	0.003	0.003	0.003	0.001	0.003	0.000	0.003
La	0.003	0.005	0.006	0.005	0.010	0.002	0.007	0.004	0.009	0.005	0.009	0.003
Ce	0.015	0.024	0.021	0.019	0.009	0.016	0.016	0.015	0.012	0.016	0.015	0.015
Nd	0.004	0.012	0.010	0.008	0.004	0.006	0.004	0.003	0.002	0.006	0.003	0.005
Na	0.086	0.092	0.097	0.065	0.076	0.107	0.059	0.047	0.044	0.051	0.051	0.052
Soma A	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000
P	5.991	6.003	5.956	6.015	5.804	5.729	5.929	5.887	6.017	5.973	6.015	5.926
Soma T	5.991	6.003	5.956	6.015	5.804	5.729	5.929	5.887	6.017	5.973	6.015	5.926
F	1.113	0.918	1.009	0.924	0.960	0.991	0.905	0.849	0.969	0.957	0.938	0.938
Cl	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	0.887	1.081	0.990	1.074	1.039	1.006	1.094	1.151	1.031	1.043	1.061	1.062
Soma	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Classificação (Deer et al., 1992)												
	F-apatite	H-apatite	F-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite

Amostra	CA-CARB. INTR.		MAGNESIOCARBONATITOS INTRUSIVOS								
	CY-145	CY-145	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115
Referência	---_ap9	---_ap10	b3_ap1	b3_ap1	b3_ap1	b3_ap2	b3_ap2	b3_ap2	b3_ap2	b3_ap3	b3_ap3
Sector	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO ^T	n.d.	0.028	0.119	0.053	0.099	0.132	0.031	0.029	0.056	0.129	0.142
MnO	n.d.	0.041	0.053	0.044	0.096	0.094	0.074	0.036	0.101	0.103	0.067
CaO	54.631	54.385	53.671	54.105	53.934	53.426	53.644	53.919	53.665	53.821	53.409
Na ₂ O	0.095	0.112	0.357	0.395	0.412	0.590	0.355	0.320	0.520	0.525	0.592
P ₂ O ₅	42.244	41.895	43.033	42.991	42.682	42.714	43.041	43.238	42.704	42.652	42.387
SrO	1.029	1.032	0.291	0.305	0.420	0.363	0.360	0.364	0.315	0.309	0.272
La ₂ O ₃	0.109	0.058	0.154	0.115	0.162	0.067	0.162	0.172	0.128	0.107	0.160
Ce ₂ O ₃	0.275	0.200	0.276	0.080	0.408	0.120	0.455	0.451	0.478	0.361	0.553
Nd ₂ O ₃	0.089	n.d.	0.167	0.150	0.228	0.185	0.159	0.206	0.181	0.160	0.189
F	3.731	4.298	2.968	2.583	2.733	2.470	2.979	2.857	2.847	2.573	2.683
Cl	0.008	n.d.	0.008	n.d.	0.028	0.004	n.d.	n.d.	0.006	0.021	0.013
O≡F	1.571	1.810	1.250	1.088	1.151	1.040	1.254	1.203	1.199	1.083	1.130
O≡Cl	0.002	0.000	0.002	0.000	0.006	0.001	0.000	0.000	0.001	0.005	0.003
Total corr.	100.638	100.239	99.845	99.733	100.045	99.124	100.006	100.389	99.801	99.673	99.334
Número de iões na base de 24 oxigénios, normalizado para 10 catiões											
Ca	9.840	9.837	9.792	9.806	9.747	9.715	9.784	9.798	9.728	9.727	9.693
Sr	0.100	0.101	0.029	0.030	0.041	0.036	0.036	0.036	0.031	0.030	0.027
Mn	0.000	0.006	0.008	0.006	0.014	0.014	0.011	0.005	0.014	0.015	0.010
Fe ²⁺	0.000	0.004	0.017	0.007	0.014	0.019	0.004	0.004	0.008	0.018	0.020
La	0.007	0.004	0.010	0.007	0.010	0.004	0.010	0.011	0.008	0.007	0.010
Ce	0.017	0.012	0.017	0.005	0.025	0.007	0.028	0.028	0.030	0.022	0.034
Nd	0.005	0.000	0.010	0.009	0.014	0.011	0.010	0.012	0.011	0.010	0.011
Na	0.031	0.037	0.118	0.130	0.135	0.194	0.117	0.105	0.171	0.172	0.194
Soma A	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000
P	6.012	5.988	6.004	5.957	5.895	5.938	6.003	6.009	5.917	5.891	5.879
Soma T	6.012	5.988	6.004	5.957	5.895	5.938	6.003	6.009	5.917	5.891	5.879
F	0.992	1.147	0.799	0.691	0.729	0.663	0.802	0.766	0.762	0.686	0.719
Cl	0.001	0.000	0.001	0.000	0.004	0.001	0.000	0.000	0.001	0.003	0.002
OH	1.007	0.853	1.200	1.309	1.267	1.337	1.198	1.234	1.237	1.311	1.279
Soma	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Classificação (Deer et al., 1992)											
	H-apatite	F-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite

MAGNESIOCARBONATITOS INTRUSIVOS (cont.)												
Amostra	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115
Referência	b3_ap4	b3_ap4	b3_ap4	b3_ap5	b3_ap5	b3_ap5	b3_ap6	b3_ap7	b3_ap8	b3_ap9	b3_ap10	b3_ap11
Sector	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO ^T	0.131	0.082	0.102	0.134	0.127	0.063	0.087	0.060	0.074	0.122	0.074	0.103
MnO	0.045	0.067	0.076	0.112	0.090	0.049	0.075		0.059	0.082	0.103	0.103
CaO	53.788	53.855	53.644	52.353	53.354	53.795	53.699	53.575	53.936	53.877	53.524	53.278
Na ₂ O	0.409	0.346	0.332	0.612	0.544	0.411	0.419	0.404	0.375	0.396	0.498	0.627
P ₂ O ₅	43.311	43.074	42.931	42.548	42.955	43.182	42.928	42.904	43.181	42.850	43.100	42.383
SrO	0.319	0.276	0.338	0.279	0.358	0.383	0.345	0.412	0.292	0.221	0.376	0.425
La ₂ O ₃	0.163	0.119	0.191	0.170	0.099	0.095	0.124	0.122	0.106	0.128	0.187	0.111
Ce ₂ O ₃	0.470	0.522	0.517	0.372	0.506	0.581	0.258	0.524	0.431	0.534	0.451	0.447
Nd ₂ O ₃	0.197	0.126	0.215	0.189	0.181	0.256	0.178	0.185	0.180	0.162	0.275	0.178
F	2.803	2.860	2.935	2.668	2.913	2.826	3.074	3.163	3.006	2.839	2.562	2.614
Cl	0.011	0.006	0.007	0.011	0.018	0.004	0.020	0.011	0.014	0.011	0.024	0.011
O≡F	1.180	1.204	1.236	1.123	1.227	1.190	1.294	1.332	1.266	1.195	1.079	1.101
O≡Cl	0.002	0.001	0.002	0.002	0.004	0.001	0.005	0.002	0.003	0.002	0.005	0.002
Total corr.	100.464	100.127	100.051	98.322	99.914	100.454	99.908	100.026	100.385	100.024	100.090	99.177
Número de íons na base de 24 oxigênios, normalizado para 10 cátions												
Ca	9.758	9.790	9.775	9.685	9.706	9.754	9.770	9.766	9.785	9.769	9.718	9.677
Sr	0.031	0.027	0.033	0.028	0.035	0.038	0.034	0.041	0.029	0.022	0.037	0.042
Mn	0.006	0.010	0.011	0.016	0.013	0.007	0.011	0.000	0.008	0.012	0.015	0.015
Fe ²⁺	0.019	0.012	0.015	0.019	0.018	0.009	0.012	0.009	0.010	0.017	0.010	0.015
La	0.010	0.007	0.012	0.011	0.006	0.006	0.008	0.008	0.007	0.008	0.012	0.007
Ce	0.029	0.032	0.032	0.024	0.031	0.036	0.016	0.033	0.027	0.033	0.028	0.028
Nd	0.012	0.008	0.013	0.012	0.011	0.015	0.011	0.011	0.011	0.010	0.017	0.011
Na	0.134	0.114	0.109	0.205	0.179	0.135	0.138	0.133	0.123	0.130	0.164	0.206
Soma A	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000
P	6.009	5.988	5.981	6.020	5.975	5.987	5.972	5.980	5.990	5.939	5.983	5.883
Soma T	6.009	5.988	5.981	6.020	5.975	5.987	5.972	5.980	5.990	5.939	5.983	5.883
F	0.751	0.767	0.789	0.728	0.782	0.756	0.825	0.851	0.805	0.760	0.687	0.701
Cl	0.002	0.001	0.001	0.002	0.003	0.001	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002
OH	1.248	1.232	1.210	1.270	1.215	1.243	1.172	1.147	1.193	1.239	1.310	1.298
Soma	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Classificação (Deer et al., 1992)												
	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite

MAGNESIOCARBONATITOS INTRUSIVOS (cont.)												
Amostra	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117
Referência	b3_ap12	b3_ap13	b3_ap14	b3_ap15	b1_ap1	b1_ap1	b1_ap1	b1_ap2	b1_ap2	b1_ap2	b1_ap3	b1_ap3
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO ^T	0.091	0.031	0.117	0.026	0.104	0.063	0.048	0.048	0.088	0.099	0.137	0.085
MnO	0.072	0.105	0.119	0.038	0.102	0.091	0.045	0.100	0.106	0.046	0.079	0.128
CaO	54.048	54.456	54.378	54.258	53.539	53.781	53.322	53.768	53.545	53.102	53.624	53.729
Na ₂ O	0.354	0.359	0.379	0.239	0.476	0.367	0.331	0.272	0.326	0.336	0.451	0.440
P ₂ O ₅	43.619	43.430	43.621	43.173	42.212	43.144	43.235	42.801	42.793	43.099	42.372	42.420
SrO	0.345	0.262	0.174	0.269	0.299	0.336	0.384	0.341	0.315	0.265	0.326	0.317
La ₂ O ₃	0.089	0.059	0.024	0.089	0.121	0.054	0.129	0.118	0.187	0.140	0.149	0.107
Ce ₂ O ₃	0.310	0.491	0.396	0.232	0.217	0.372	0.720	0.443	0.268	0.178	0.243	0.140
Nd ₂ O ₃	0.147	0.167	0.173	0.276	0.125	0.184	0.233	0.233	0.210	0.204	0.171	0.198
F	2.967	2.944	3.017	2.561	3.117	3.075	3.028	2.825	2.859	3.173	3.026	3.104
Cl	0.015	0.007	0.011	0.017	0.008	0.003	0.071	0.004	0.083	0.079	0.024	0.053
O≡F	1.249	1.240	1.270	1.078	1.312	1.295	1.275	1.190	1.204	1.336	1.274	1.307
O≡Cl	0.003	0.002	0.002	0.004	0.002	0.001	0.016	0.001	0.019	0.018	0.005	0.012
Total corr.	100.804	101.070	101.136	100.096	99.006	100.175	100.255	99.763	99.557	99.367	99.322	99.402
Número de íons na base de 24 oxigénios, normalizado para 10 catiões												
Ca	9.793	9.795	9.790	9.849	9.755	9.786	9.771	9.806	9.792	9.808	9.754	9.766
Sr	0.034	0.026	0.017	0.026	0.029	0.033	0.038	0.034	0.031	0.026	0.032	0.031
Mn	0.010	0.015	0.017	0.005	0.015	0.013	0.007	0.014	0.015	0.007	0.011	0.018
Fe ²⁺	0.013	0.004	0.016	0.004	0.015	0.009	0.007	0.007	0.013	0.014	0.019	0.012
La	0.006	0.004	0.001	0.006	0.008	0.003	0.008	0.007	0.012	0.009	0.009	0.007
Ce	0.019	0.030	0.024	0.014	0.014	0.023	0.045	0.028	0.017	0.011	0.015	0.009
Nd	0.009	0.010	0.010	0.017	0.008	0.011	0.014	0.014	0.013	0.013	0.010	0.012
Na	0.116	0.117	0.123	0.079	0.157	0.121	0.110	0.090	0.108	0.112	0.148	0.145
Soma A	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000
P	6.045	5.972	6.006	5.993	5.878	6.004	6.061	5.968	5.984	6.090	5.890	5.893
Soma T	6.045	5.972	6.006	5.993	5.878	6.004	6.061	5.968	5.984	6.090	5.890	5.893
F	0.793	0.782	0.802	0.686	0.838	0.826	0.819	0.760	0.772	0.865	0.812	0.833
Cl	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.000	0.010	0.001	0.012	0.012	0.003	0.008
OH	1.204	1.217	1.197	1.311	1.161	1.174	1.171	1.239	1.216	1.124	1.184	1.160
Soma	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Classificação (Deer et al., 1992)												
	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite

MAGNESIOCARBONATITOS INTRUSIVOS (cont.)												
Amostra	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117
Referência	b1_ap3	b1_ap4	b1_ap4	b1_ap4	b1_ap5	b1_ap5	b1_ap5	b1_ap6	b1_ap7	b1_ap8	b1_ap9	b1_ap10
Sector	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO^T	0.089	0.166	0.106	0.126	0.054	0.048	0.094	0.141	0.118	0.086	0.034	0.122
MnO	0.074	0.130	0.122	0.111	0.098	0.115	0.057	0.124	0.065	0.158	0.055	0.079
CaO	53.391	53.275	53.411	53.219	53.494	53.889	53.652	53.463	53.533	53.364	53.587	53.825
Na₂O	0.399	0.542	0.499	0.582	0.365	0.366	0.437	0.537	0.414	0.463	0.298	0.468
P₂O₅	42.606	42.735	42.597	42.512	42.558	42.463	42.589	42.696	42.574	42.594	43.468	42.611
SrO	0.372	0.328	0.292	0.289	0.432	0.367	0.403	0.308	0.335	0.348	0.440	0.339
La₂O₃	0.102	0.097	0.163	0.072	0.168	0.141	0.075	0.087	0.128	0.112	0.225	0.078
Ce₂O₃	0.544	0.415	0.371	0.198	0.344	0.471	0.535	0.425	0.534	0.339	0.435	0.353
Nd₂O₃	0.219	0.168	0.104	0.144	0.215	0.220	0.276	0.166	0.192	0.188	0.178	0.132
F	3.015	3.045	3.190	2.769	3.110	2.951	3.098	2.900	3.028	3.328	3.224	2.751
Cl	0.073	0.008	0.019	0.012	0.002	0.020	0.025	0.003	0.007	0.030	0.005	0.034
O≡F	1.270	1.282	1.343	1.166	1.310	1.243	1.304	1.221	1.275	1.401	1.358	1.158
O≡Cl	0.016	0.002	0.004	0.003	0.000	0.005	0.006	0.001	0.002	0.007	0.001	0.008
Total corr.	99.598	99.625	99.526	98.865	99.530	99.804	99.931	99.628	99.651	99.602	100.590	99.626
Número de íons na base de 24 oxigênios, normalizado para 10 catiões												
Ca	9.754	9.705	9.734	9.719	9.770	9.769	9.741	9.713	9.751	9.738	9.793	9.750
Sr	0.037	0.032	0.029	0.029	0.043	0.036	0.040	0.030	0.033	0.034	0.044	0.033
Mn	0.011	0.019	0.018	0.016	0.014	0.016	0.008	0.018	0.009	0.023	0.008	0.011
Fe²⁺	0.013	0.024	0.015	0.018	0.008	0.007	0.013	0.020	0.017	0.012	0.005	0.017
La	0.006	0.006	0.010	0.005	0.011	0.009	0.005	0.005	0.008	0.007	0.014	0.005
Ce	0.034	0.026	0.023	0.012	0.021	0.029	0.033	0.026	0.033	0.021	0.027	0.022
Nd	0.013	0.010	0.006	0.009	0.013	0.013	0.017	0.010	0.012	0.011	0.011	0.008
Na	0.132	0.179	0.165	0.192	0.121	0.120	0.144	0.177	0.136	0.153	0.099	0.153
Soma A	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000
P	5.951	5.951	5.935	5.935	5.942	5.883	5.910	5.930	5.928	5.942	6.077	5.899
Soma T	5.951	5.951	5.935	5.935	5.942	5.883	5.910	5.930	5.928	5.942	6.077	5.899
F	0.813	0.819	0.858	0.746	0.838	0.790	0.830	0.778	0.814	0.896	0.870	0.735
Cl	0.011	0.001	0.003	0.002	0.000	0.003	0.004	0.000	0.001	0.004	0.001	0.005
OH	1.176	1.180	1.139	1.252	1.161	1.208	1.166	1.222	1.185	1.099	1.130	1.260
Soma	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Classificação (Deer et al., 1992)												
	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO I												
Amostra	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15
Referência	b1_ap2	b1_ap2	b1_ap1	b1_ap4	b1_ap4	b1_ap4	b1_ap5	b1_ap5	b1_ap5	b1_ap6	b1_ap6	b1_ap7
Sector	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	bordo	bordo
Tipo	F	F	F	F	F	F	MF	MF	MF	F	F	F
FeO ^T	0.131	0.147	0.066	0.083	0.061	0.072	0.076	0.044	0.032	0.107	0.068	0.019
MnO	0.045	0.034	0.048	0.105	0.009	0.057	0.101	0.063	0.051	0.018	0.082	0.016
CaO	54.988	54.747	55.036	54.981	55.212	54.897	54.922	54.899	55.126	55.286	54.904	54.869
Na ₂ O	0.231	0.125	0.179	0.134	0.151	0.108	0.138	0.142	0.099	0.151	0.155	0.132
P ₂ O ₅	41.961	40.465	42.375	42.213	41.536	41.350	41.823	42.233	41.911	40.817	41.012	42.373
SrO	0.223	0.355	0.318	0.326	0.268	0.437	0.314	0.294	0.278	0.271	0.375	0.329
La ₂ O ₃	0.078	0.185	0.100	0.259	0.252	0.288	0.227	0.229	0.188	0.175	0.160	0.237
Ce ₂ O ₃	0.277	0.434	0.410	0.421	0.435	0.708	0.368	0.459	0.432	0.424	0.409	0.605
Nd ₂ O ₃	0.066	0.144	0.187	0.135	0.115	0.090	0.133	0.105	0.133	0.121	0.150	0.115
F	3.476	3.207	3.233	3.188	3.467	3.207	3.314	3.603	3.343	2.989	3.167	2.988
Cl	0.006	0.029	0.035	0.024	0.032	0.046	0.018	0.011	0.012	0.037	0.035	0.023
O≡F	1.464	1.350	1.361	1.342	1.460	1.350	1.395	1.517	1.408	1.259	1.334	1.258
O≡Cl	0.001	0.007	0.008	0.005	0.007	0.010	0.004	0.002	0.003	0.008	0.008	0.005
Total corr.	100.017	98.515	100.618	100.521	100.071	99.899	100.035	100.562	100.195	99.129	99.176	100.443
Número de íons na base de 24 oxigénios, normalizado para 10 catiões												
Ca	9.853	9.852	9.853	9.849	9.867	9.838	9.855	9.862	9.883	9.864	9.848	9.861
Sr	0.022	0.035	0.031	0.032	0.026	0.042	0.030	0.029	0.027	0.026	0.036	0.032
Mn	0.006	0.005	0.007	0.015	0.001	0.008	0.014	0.009	0.007	0.003	0.012	0.002
Fe ²⁺	0.018	0.021	0.009	0.012	0.009	0.010	0.011	0.006	0.004	0.015	0.010	0.003
La	0.005	0.011	0.006	0.016	0.016	0.018	0.014	0.014	0.012	0.011	0.010	0.015
Ce	0.017	0.027	0.025	0.026	0.027	0.043	0.023	0.028	0.026	0.026	0.025	0.037
Nd	0.004	0.009	0.011	0.008	0.007	0.005	0.008	0.006	0.008	0.007	0.009	0.007
Na	0.075	0.041	0.058	0.043	0.049	0.035	0.045	0.046	0.032	0.049	0.050	0.043
Soma A	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000
P	5.941	5.754	5.995	5.975	5.865	5.856	5.930	5.995	5.937	5.754	5.813	6.018
Soma T	5.941	5.754	5.995	5.975	5.865	5.856	5.930	5.995	5.937	5.754	5.813	6.018
F	0.919	0.852	0.854	0.843	0.914	0.848	0.878	0.955	0.885	0.787	0.838	0.793
Cl	0.001	0.004	0.005	0.003	0.005	0.007	0.003	0.002	0.002	0.005	0.005	0.003
OH	1.080	1.144	1.141	1.154	1.081	1.145	1.120	1.043	1.114	1.208	1.157	1.204
Soma	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Classificação (Deer et al, 1992)												
	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO I (cont.)											
Amostra	CY-15	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197
Referência	b1_ap7	b1_ap1	b1_ap1	b1_ap1	b1_ap2	b1_ap2	b1_ap2	b2_ap1	b2_ap1	b2_ap2	b2_ap2
Sector	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo
Tipo	F	MF	MF	MF	MF	MF	MF	M	M	M	M
FeO^T	0.022	0.087	0.068	0.074	0.080	0.042	0.026	0.050	0.052	0.056	0.090
MnO	0.047	0.082	0.047	0.058	0.106	0.120	0.037	0.077	0.058	0.023	0.018
CaO	54.676	55.141	55.292	55.493	55.519	55.442	55.681	55.358	55.208	55.397	55.524
Na₂O	0.114	0.232	0.296	0.230	0.246	0.232	0.239	0.291	0.277	0.272	0.246
P₂O₅	41.846	42.349	42.222	42.794	42.162	42.733	42.785	42.501	42.182	42.090	41.584
SrO	0.337	0.119	0.120	0.070	0.083	0.104	0.198	0.077	0.113	0.067	0.015
La₂O₃	0.241	0.066	0.091	0.030	0.036	0.057	0.090	0.088	0.115	0.059	0.062
Ce₂O₃	0.303	0.048	0.046	0.241	0.165	0.398	0.125	0.277	0.359	0.298	0.457
Nd₂O₃	0.140	0.033	0.064	0.088	0.072		0.015		0.048	0.089	0.023
F	3.022	2.654	2.591	2.400	2.606	2.508	2.276	2.538	2.627	2.606	2.427
Cl	0.028	0.005	0.024	0.007	0.019	0.008	0.017	0.018	0.027	0.032	0.034
O≡F	1.272	1.118	1.091	1.011	1.097	1.056	0.958	1.069	1.106	1.097	1.022
O≡Cl	0.006	0.001	0.005	0.002	0.004	0.002	0.004	0.004	0.006	0.007	0.008
Total corr.	99.497	99.697	99.765	100.473	99.992	100.586	100.527	100.202	99.954	99.884	99.450
Número de iões na base de 24 oxigénios, normalizado para 10 catiões											
Ca	9.878	9.880	9.865	9.879	9.870	9.865	9.881	9.859	9.852	9.868	9.871
Sr	0.033	0.012	0.012	0.007	0.008	0.010	0.019	0.007	0.011	0.006	0.001
Mn	0.007	0.012	0.007	0.008	0.015	0.017	0.005	0.011	0.008	0.003	0.003
Fe²⁺	0.003	0.012	0.009	0.010	0.011	0.006	0.004	0.007	0.007	0.008	0.012
La	0.015	0.004	0.006	0.002	0.002	0.003	0.005	0.005	0.007	0.004	0.004
Ce	0.019	0.003	0.003	0.015	0.010	0.024	0.008	0.017	0.022	0.018	0.028
Nd	0.008	0.002	0.004	0.005	0.004	0.000	0.001	0.000	0.003	0.005	0.001
Na	0.037	0.075	0.096	0.074	0.079	0.075	0.077	0.094	0.089	0.088	0.079
Soma A	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000	10.000
P	5.974	5.996	5.952	6.020	5.923	6.008	6.000	5.981	5.948	5.924	5.842
Soma T	5.974	5.996	5.952	6.020	5.923	6.008	6.000	5.981	5.948	5.924	5.842
F	0.806	0.702	0.682	0.631	0.684	0.659	0.596	0.667	0.692	0.685	0.637
Cl	0.004	0.001	0.003	0.001	0.003	0.001	0.002	0.003	0.004	0.005	0.005
OH	1.190	1.297	1.314	1.368	1.314	1.340	1.401	1.330	1.304	1.310	1.358
Soma	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Classificação (Deer et al., 1992)											
	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite	H-apatite

IV.2.9. Esfena

Amostra	CLINOPIROXENITOS										
	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55	CY-55
Referência	b2_esf1	b2_esf2	b2_esf3	b2_esf4	b6_esf1	b6_esf2	b6_esf3	b7_esf1	b7_esf2	b7_esf3	b7_esf4
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	30.196	30.103	30.328	30.100	30.033	30.073	30.061	30.447	29.946	30.381	30.138
TiO ₂	38.589	38.746	38.603	38.740	38.095	38.252	38.432	39.144	38.734	38.276	38.110
Al ₂ O ₃	1.030	0.912	1.076	0.994	1.073	1.105	0.981	0.802	0.820	0.995	1.016
Fe ₂ O ₃ ^T	0.965	0.784	1.087	0.867	1.071	1.094	0.965	0.712	0.692	1.056	1.104
MnO	0.035	n.d.	n.d.	0.033	n.d.	0.052	0.083	0.027	0.023	0.017	0.076
MgO	n.d.	0.002	0.014	0.015	0.005	0.018	0.009	0.002	0.016	0.012	0.004
CaO	27.576	27.499	27.532	27.427	27.766	27.633	27.707	27.641	27.559	27.703	27.529
Na ₂ O	0.051	0.021	0.027	0.031	0.019	0.031	0.015	0.031	0.037	0.056	0.038
K ₂ O	0.001	n.d.	0.011	0.004	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.008	n.d.	0.007
BaO	0.110	0.147	0.188	0.116	0.118	0.076	0.084	0.120	0.120	0.132	0.152
La ₂ O ₃	0.034	n.d.	0.012	0.054	n.d.	0.016	0.024	n.d.	n.d.	0.014	0.013
Ce ₂ O ₃	0.177	0.167	0.111	0.213	0.159	0.242	0.279	0.273	0.242	0.242	0.295
Nd ₂ O ₃	0.060	n.d.	n.d.	n.d.	0.160	0.047	0.060	0.060	n.d.	0.173	0.113
Nb ₂ O ₅	n.d.	0.042	n.d.	0.080	0.056	0.171	0.146	0.080	0.132	0.056	0.087
Ta ₂ O ₅	n.d.	n.d.	0.045	0.023	0.076	n.d.	n.d.	0.002	0.052	n.d.	n.d.
ZrO ₂	0.175	0.196	0.231	0.202	0.159	0.136	0.148	0.169	0.135	0.130	0.181
Cr ₂ O ₃	0.027	n.d.	0.026	0.002	n.d.	0.021	0.014	0.011	0.017	n.d.	n.d.
V ₂ O ₃	0.041	n.d.	0.038	0.005	0.030	0.030	0.011	n.d.	0.054	0.035	0.060
F	0.096	n.d.	0.287	0.290	0.250	n.d.	0.125	0.137	0.105	0.096	0.346
O≡F	0.040	0.000	0.121	0.122	0.105	0.000	0.053	0.058	0.044	0.040	0.146
Total corr.	99.122	98.619	99.495	99.074	98.967	98.997	99.091	99.601	98.648	99.333	99.123
Número de iões na base de 3 catiões											
Si	0.994	0.996	0.996	0.994	0.992	0.991	0.991	1.000	0.992	0.998	0.995
Ti	0.956	0.964	0.954	0.962	0.946	0.948	0.953	0.967	0.965	0.946	0.946
Al	0.040	0.036	0.042	0.039	0.042	0.043	0.038	0.031	0.032	0.039	0.040
Fe ³⁺	0.024	0.020	0.027	0.022	0.027	0.027	0.024	0.018	0.017	0.026	0.027
Mn	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.002
Mg	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Ca	0.973	0.975	0.969	0.970	0.982	0.976	0.979	0.972	0.978	0.975	0.974
Na	0.003	0.001	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.004	0.002
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002
La	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ce	0.002	0.002	0.001	0.003	0.002	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.004
Nd	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001
Nb	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.003	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001
Ta	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zr	0.003	0.003	0.004	0.003	0.003	0.002	0.002	0.003	0.002	0.002	0.003
Cr	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.002
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
F	0.010	0.000	0.030	0.030	0.026	0.000	0.013	0.014	0.011	0.010	0.036
OH	0.054	0.055	0.039	0.030	0.042	0.070	0.049	0.034	0.038	0.055	0.031
O	4.954	4.965	4.955	4.962	4.944	4.947	4.952	4.972	4.964	4.949	4.948
Soma	5.017	5.020	5.023	5.022	5.013	5.017	5.014	5.021	5.014	5.014	5.015
Σ "Ca" site	0.982	0.980	0.976	0.979	0.989	0.985	0.988	0.981	0.987	0.987	0.986
Σ "Ti" site	1.024	1.023	1.028	1.027	1.019	1.024	1.021	1.020	1.021	1.015	1.019
Σ "Si" site	0.994	0.996	0.996	0.994	0.992	0.991	0.991	1.000	0.992	0.998	0.995
Σ REE	0.003	0.002	0.001	0.003	0.004	0.004	0.004	0.004	0.003	0.005	0.005

Fe₂O₃^T = Ferro total analisado; **corr.** = Corrigido

n.d. = Abaixo do limite de detecção

Amostra Referência Sector Tipo	IJOLITOS <i>s.s.</i>								URTITOS		
	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-228	CY-178	CY-178	CY-178
	b2_esf1	b2_esf2	b2_esf3	b2_esf4	b3_esf1	b3_esf2	b3_esf3	b3_esf4	b1_esf1	b1_esf2	b1_esf3
	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	29.454	28.978	28.814	28.740	29.728	29.624	29.764	29.674	29.292	29.879	29.972
TiO ₂	37.631	37.667	37.393	37.217	37.187	37.735	37.017	37.797	37.148	36.881	35.895
Al ₂ O ₃	0.804	1.117	0.950	1.100	1.237	1.046	1.163	0.609	1.273	1.149	1.175
Fe ₂ O ₃ ^T	1.099	1.117	1.116	1.222	1.208	0.936	1.286	1.099	1.364	1.586	1.703
MnO	0.016	0.057	n.d.	0.027	0.039	0.008	0.039	0.125	0.024	0.075	0.002
MgO	0.012	0.012	n.d.	0.003	0.001	n.d.	0.007	0.009	0.019	n.d.	0.006
CaO	27.398	27.458	27.796	27.278	27.223	27.403	27.359	27.075	27.107	27.223	27.150
Na ₂ O	0.030	0.055	0.043	0.017	0.027	0.012	0.061	0.135	0.059	0.040	0.070
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.005	0.007	n.d.	0.007	n.d.	n.d.	0.006
BaO	0.070	0.144	0.128	0.150	0.122	0.133	0.075	0.128	0.075	0.176	0.073
La ₂ O ₃	n.d.	0.074	0.056	0.012	0.084	n.d.	0.054	0.030	0.054	0.085	n.d.
Ce ₂ O ₃	0.285	0.374	0.381	0.352	0.415	0.402	0.403	0.347	0.347	0.379	0.300
Nd ₂ O ₃	0.020	0.079	0.296	n.d.	0.079	0.086	0.073	0.145	0.098	0.124	0.137
Nb ₂ O ₅	0.172	0.258	0.207	0.165	0.239	0.536	0.401	0.908	0.178	0.391	0.381
Ta ₂ O ₅	0.090	n.d.	0.145	0.084	0.125	n.d.	0.020	0.051	0.040	n.d.	0.002
ZrO ₂	0.638	0.242	0.623	0.380	0.451	0.342	0.864	0.555	0.637	0.424	1.007
Cr ₂ O ₃	0.010	n.d.	0.037	n.d.	0.014	0.003	0.005	0.064	0.001	0.028	0.017
V ₂ O ₃	0.036	0.036	0.026	0.095	0.030	0.075	0.006	0.072	n.d.	0.051	0.063
F	0.097	0.274	0.007	0.256	0.112	n.d.	0.227	0.162	0.253	0.280	0.225
O≡F	0.041	0.115	0.003	0.108	0.047	0.000	0.096	0.068	0.107	0.118	0.095
Total corr.	97.821	97.827	98.015	96.991	98.279	98.348	98.728	98.924	97.862	98.653	98.089
Número de iões na base de 3 catiões											
Si	0.987	0.971	0.965	0.971	0.991	0.987	0.989	0.988	0.981	0.994	1.001
Ti	0.948	0.949	0.942	0.946	0.933	0.946	0.925	0.947	0.936	0.923	0.902
Al	0.032	0.044	0.038	0.044	0.049	0.041	0.046	0.024	0.050	0.045	0.046
Fe ³⁺	0.028	0.028	0.028	0.031	0.030	0.023	0.032	0.028	0.034	0.040	0.043
Mn	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.004	0.001	0.002	0.000
Mg	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Ca	0.983	0.985	0.997	0.987	0.972	0.978	0.974	0.966	0.973	0.970	0.972
Na	0.002	0.004	0.003	0.001	0.002	0.001	0.004	0.009	0.004	0.003	0.005
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001
La	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000
Ce	0.003	0.005	0.005	0.004	0.005	0.005	0.005	0.004	0.004	0.005	0.004
Nd	0.000	0.001	0.004	0.000	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002
Nb	0.003	0.004	0.003	0.003	0.004	0.008	0.006	0.014	0.003	0.006	0.006
Ta	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zr	0.010	0.004	0.010	0.006	0.007	0.006	0.014	0.009	0.010	0.007	0.016
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000
V	0.001	0.001	0.001	0.003	0.001	0.002	0.000	0.002	0.000	0.001	0.002
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
F	0.010	0.028	0.001	0.027	0.012	0.000	0.024	0.017	0.026	0.029	0.023
OH	0.049	0.044	0.065	0.048	0.067	0.065	0.054	0.035	0.058	0.056	0.066
O	4.952	4.931	4.928	4.931	4.941	4.954	4.939	4.966	4.933	4.935	4.930
Soma	5.011	5.003	4.994	5.006	5.020	5.018	5.017	5.017	5.018	5.020	5.019
Σ "Ca" site	0.991	0.999	1.011	0.996	0.984	0.987	0.987	0.987	0.985	0.984	0.983
Σ "Ti" site	1.023	1.030	1.024	1.033	1.025	1.026	1.024	1.025	1.034	1.022	1.015
Σ "Si" site	0.987	0.971	0.965	0.971	0.991	0.987	0.989	0.988	0.981	0.994	1.001
Σ REE	0.004	0.006	0.009	0.005	0.007	0.006	0.006	0.006	0.006	0.007	0.005

URITITOS (cont.)												
Amostra	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178
Referência	b1_esf4	b1_esf5	b1_esf6	b1_esf7	b1_esf8	b2_esf1	b2_esf2	b2_esf3	b2_esf4	b2_esf5	b2_esf6	b3_esf1
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	29.612	29.984	29.970	30.166	29.879	29.595	29.112	29.296	29.352	29.490	29.198	29.299
TiO ₂	37.105	36.155	35.494	37.230	37.426	36.739	36.161	36.117	37.558	37.284	36.063	36.857
Al ₂ O ₃	1.194	1.187	1.208	0.872	0.700	1.057	0.927	1.196	0.615	0.715	1.082	1.063
Fe ₂ O ₃ ^T	1.391	1.647	1.807	1.614	1.465	1.420	1.733	1.633	1.518	1.467	1.614	1.852
MnO	n.d.	0.055	0.028	n.d.	0.061	0.093	0.077	0.041	0.039	0.061	n.d.	0.010
MgO	0.009	n.d.	0.024	0.007	0.009	0.021	0.013	0.003	n.d.	0.003	0.035	0.010
CaO	26.897	27.321	26.874	26.828	26.974	27.051	27.053	26.996	27.329	26.980	27.019	27.687
Na ₂ O	0.086	0.082	0.093	0.073	0.105	0.083	0.073	0.068	0.103	0.092	0.066	0.058
K ₂ O	0.010	0.001	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.006	n.d.	n.d.	0.002
BaO	0.151	0.046	0.159	0.138	0.103	0.095	0.117	0.035	0.094	0.114	0.157	0.106
La ₂ O ₃	0.053	0.048	0.015	0.129	0.011	0.102	0.064	n.d.	0.032	0.062	0.004	0.019
Ce ₂ O ₃	0.398	0.309	0.394	0.514	0.415	0.394	0.410	0.333	0.418	0.360	0.380	0.320
Nd ₂ O ₃	0.157	0.117	0.143	0.098	0.124	0.033	0.059	0.124	0.228	0.098	0.098	0.092
Nb ₂ O ₅	0.357	0.401	0.442	0.566	0.483	0.404	0.918	0.343	0.527	0.424	0.555	0.435
Ta ₂ O ₅	0.079	0.016	0.059	n.d.	n.d.	0.032	0.123	0.030	n.d.	n.d.	0.008	n.d.
ZrO ₂	0.418	0.659	1.385	0.386	0.399	0.502	0.693	0.922	0.414	1.003	0.732	0.353
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.025	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.027	0.017	n.d.	0.028	0.007	0.024
V ₂ O ₃	0.041	0.056	0.075	0.077	0.109	0.105	0.078	0.062	0.095	0.039	0.068	0.136
F	0.102	0.215	n.d.	0.160	0.104	0.281	0.229	0.157	0.230	0.271	0.185	0.158
O≡F	0.043	0.091	0.000	0.067	0.044	0.118	0.096	0.066	0.097	0.114	0.078	0.067
Total corr.	98.017	98.233	98.171	98.790	98.323	97.889	97.770	97.306	98.461	98.377	97.193	98.414
Número de iões na base de 3 catiões												
Si	0.991	0.999	1.002	1.004	0.997	0.992	0.981	0.987	0.981	0.988	0.986	0.975
Ti	0.934	0.906	0.893	0.932	0.940	0.926	0.917	0.915	0.944	0.939	0.916	0.922
Al	0.047	0.047	0.048	0.034	0.028	0.042	0.037	0.047	0.024	0.028	0.043	0.042
Fe ³⁺	0.035	0.041	0.045	0.040	0.037	0.036	0.044	0.041	0.038	0.037	0.041	0.046
Mn	0.000	0.002	0.001	0.000	0.002	0.003	0.002	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000
Mg	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Ca	0.964	0.975	0.963	0.957	0.965	0.971	0.977	0.974	0.978	0.968	0.977	0.987
Na	0.006	0.005	0.006	0.005	0.007	0.005	0.005	0.004	0.007	0.006	0.004	0.004
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.001	0.002	0.001
La	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Ce	0.005	0.004	0.005	0.006	0.005	0.005	0.005	0.004	0.005	0.004	0.005	0.004
Nd	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.003	0.001	0.001	0.001
Nb	0.005	0.006	0.007	0.009	0.007	0.006	0.014	0.005	0.008	0.006	0.008	0.007
Ta	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zr	0.007	0.011	0.023	0.006	0.006	0.008	0.011	0.015	0.007	0.016	0.012	0.006
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
V	0.001	0.001	0.002	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002	0.003	0.001	0.002	0.004
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
F	0.011	0.022	0.000	0.017	0.011	0.029	0.024	0.016	0.024	0.028	0.019	0.016
OH	0.072	0.066	0.093	0.058	0.054	0.048	0.057	0.073	0.039	0.037	0.065	0.072
O	4.941	4.926	4.930	4.958	4.956	4.937	4.934	4.927	4.945	4.954	4.928	4.916
Soma	5.023	5.014	5.023	5.033	5.020	5.015	5.015	5.016	5.008	5.019	5.013	5.004
Σ "Ca" site	0.980	0.988	0.980	0.972	0.982	0.988	0.992	0.986	0.996	0.984	0.992	0.998
Σ "Ti" site	1.030	1.013	1.018	1.023	1.021	1.021	1.027	1.027	1.023	1.029	1.023	1.027
Σ "Si" site	0.991	0.999	1.002	1.004	0.997	0.992	0.981	0.987	0.981	0.988	0.986	0.975
Σ REE	0.007	0.006	0.007	0.009	0.007	0.006	0.007	0.006	0.008	0.006	0.006	0.005

Amostra	URITITOS (cont.)									
	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178
Referência	b3_esf2	b3_esf3	b3_esf4	b3_esf5	b3_esf6	b3_esf7	b3_esf8	b5_esf1	b5_esf2	b5_esf3
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	29.238	29.504	28.962	29.318	28.992	28.960	29.143	30.332	29.620	29.547
TiO ₂	36.848	37.884	37.320	37.265	36.560	36.938	36.258	36.914	36.988	37.170
Al ₂ O ₃	1.114	0.582	1.225	1.316	1.277	0.834	1.206	0.927	1.074	1.256
Fe ₂ O ₃ ^T	1.524	1.294	1.508	1.394	1.700	1.477	1.588	1.779	1.538	1.504
MnO	0.074	n.d.	0.088	0.065	0.065	0.057	0.106	0.025	0.008	0.045
MgO	0.014	n.d.	0.022	0.016	0.005	n.d.	n.d.	0.007	0.002	0.016
CaO	27.368	27.269	27.485	27.563	27.216	27.018	27.475	27.139	27.425	27.267
Na ₂ O	0.082	0.143	0.055	0.072	0.090	0.094	0.065	0.079	0.073	0.041
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	0.003	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	n.d.
BaO	0.053	0.070	0.200	0.203	0.181	0.109	0.131	0.090	0.072	0.104
La ₂ O ₃	0.045	0.090	0.074	n.d.	0.085	0.004	0.101	0.060	0.009	n.d.
Ce ₂ O ₃	0.352	0.443	0.363	0.244	0.312	0.349	0.340	0.388	0.405	0.352
Nd ₂ O ₃	0.197	n.d.	0.158	0.066	n.d.	0.302	n.d.	0.118	0.165	0.092
Nb ₂ O ₅	0.503	0.448	0.334	0.334	0.286	0.813	0.334	0.636	0.466	0.394
Ta ₂ O ₅	n.d.	0.073	0.065	n.d.	n.d.	n.d.	0.014	n.d.	n.d.	0.012
ZrO ₂	1.023	0.297	0.557	0.616	0.760	0.521	0.985	0.406	0.565	0.555
Cr ₂ O ₃	0.009	0.008	n.d.	0.034	0.004	0.014	n.d.	0.018	n.d.	n.d.
V ₂ O ₃	0.042	0.142	0.110	0.048	0.106	0.094	0.118	0.182	0.053	0.057
F	0.039	0.209	0.141	0.324	0.181	0.235	0.200	0.168	0.028	0.046
O=F	0.016	0.088	0.059	0.136	0.076	0.099	0.084	0.071	0.012	0.019
Total corr.	98.508	98.368	98.608	98.744	97.747	97.720	97.983	99.198	98.479	98.438
Número de iões na base de 3 catiões										
Si	0.975	0.985	0.964	0.973	0.972	0.976	0.975	1.004	0.986	0.983
Ti	0.924	0.951	0.935	0.930	0.922	0.936	0.913	0.919	0.926	0.930
Al	0.044	0.023	0.048	0.051	0.050	0.033	0.048	0.036	0.042	0.049
Fe ³⁺	0.038	0.032	0.038	0.035	0.043	0.037	0.040	0.044	0.039	0.038
Mn	0.002	0.000	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.001	0.000	0.001
Mg	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Ca	0.978	0.975	0.981	0.980	0.978	0.976	0.985	0.962	0.978	0.972
Na	0.005	0.009	0.004	0.005	0.006	0.006	0.004	0.005	0.005	0.003
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.001	0.001	0.003	0.003	0.002	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001
La	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Ce	0.004	0.005	0.004	0.003	0.004	0.004	0.004	0.005	0.005	0.004
Nd	0.002	0.000	0.002	0.001	0.000	0.004	0.000	0.001	0.002	0.001
Nb	0.008	0.007	0.005	0.005	0.004	0.012	0.005	0.010	0.007	0.006
Ta	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zr	0.017	0.005	0.009	0.010	0.012	0.009	0.016	0.007	0.009	0.009
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V	0.001	0.004	0.003	0.001	0.003	0.003	0.003	0.005	0.001	0.002
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
F	0.004	0.022	0.015	0.034	0.019	0.024	0.021	0.017	0.003	0.005
OH	0.078	0.034	0.071	0.053	0.075	0.046	0.067	0.063	0.078	0.082
O	4.929	4.953	4.920	4.921	4.914	4.942	4.914	4.946	4.933	4.933
Soma	5.011	5.008	5.006	5.007	5.007	5.013	5.002	5.027	5.013	5.020
Σ "Ca" site	0.994	0.992	0.997	0.994	0.993	0.993	1.000	0.976	0.991	0.983
Σ "Ti" site	1.032	1.023	1.038	1.033	1.035	1.031	1.025	1.020	1.024	1.034
Σ "Si" site	0.975	0.985	0.964	0.973	0.972	0.976	0.975	1.004	0.986	0.983
Σ REE	0.007	0.007	0.007	0.004	0.005	0.008	0.005	0.007	0.007	0.005

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I												
Amostra	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148
Referência	b3_esfl	b3_esf2	b4_esfl	b4_esf2	b5_esfl	b5_esf4	b1_esf2	b1_esf3	b2_esfl	b2_esf2	b2_esf3	b3_esfl
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	28.655	28.558	29.878	29.822	30.330	30.480	29.360	29.980	30.372	29.979	30.505	30.582
TiO ₂	36.791	36.709	38.032	37.857	37.029	36.428	37.360	37.283	37.175	37.189	37.304	37.769
Al ₂ O ₃	0.489	0.458	0.639	0.704	0.720	0.936	0.937	0.598	0.588	0.822	0.805	0.777
Fe ₂ O ₃ ^T	1.351	1.291	1.596	1.848	1.903	1.595	1.357	1.295	1.468	1.215	1.171	1.427
MnO	0.064	0.088	0.046	0.055	0.039	0.095	0.019	0.010	0.066	n.d.	0.091	n.d.
MgO	0.013	0.014	0.017	0.008	0.016	n.d.	0.023	0.007	0.009	n.d.	0.022	0.012
CaO	26.589	26.515	27.131	27.320	26.898	26.776	26.988	26.717	27.087	27.121	27.127	27.616
Na ₂ O	0.273	0.310	0.205	0.132	0.172	0.203	0.110	0.125	0.129	0.081	0.090	0.084
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.003	0.003	n.d.	0.008	n.d.	n.d.	n.d.	0.004
BaO	0.090	0.167	0.061	0.105	0.136	0.090	0.173	0.132	0.029	0.100	0.180	0.114
La ₂ O ₃	0.021	0.017	0.041	0.021	n.d.	n.d.	n.d.	0.044	0.025	0.102	0.100	0.071
Ce ₂ O ₃	0.330	0.375	0.338	0.391	0.358	0.437	0.338	0.419	0.311	0.431	0.351	0.348
Nd ₂ O ₃	0.126	0.245	n.d.	0.081	n.d.	0.073	0.173	0.119	0.120	0.080	0.147	0.060
Nb ₂ O ₅	1.124	1.185	0.376	0.199	0.307	0.552	0.539	0.728	0.573	0.727	0.867	0.476
Ta ₂ O ₅	0.115	0.102	n.d.	0.073	n.d.	0.027	0.035	0.037	0.017	0.043	n.d.	0.037
ZrO ₂	0.437	1.306	0.274	0.157	0.168	0.386	0.701	0.370	0.402	0.492	0.470	0.451
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.035	0.016	0.009	0.005	0.012	0.033	n.d.	0.027	n.d.	n.d.	0.006
V ₂ O ₃	n.d.	0.028	0.002	n.d.	0.024	0.041	0.013	0.131	0.121	0.097	0.082	0.096
F	0.295	0.198	0.125	0.215	0.368	0.332	0.230	0.189	0.221	0.008	0.296	0.225
O≡F	0.124	0.083	0.053	0.091	0.155	0.140	0.097	0.080	0.093	0.003	0.125	0.095
Total corr.	96.639	97.518	98.724	98.908	98.321	98.326	98.292	98.112	98.647	98.483	99.484	100.060
Número de iões na base de 3 catiões												
Si	0.977	0.970	0.991	0.988	1.010	1.015	0.983	1.005	1.010	1.000	1.009	1.003
Ti	0.944	0.938	0.949	0.944	0.927	0.913	0.940	0.940	0.930	0.933	0.928	0.931
Al	0.020	0.018	0.025	0.027	0.028	0.037	0.037	0.024	0.023	0.032	0.031	0.030
Fe ³⁺	0.035	0.033	0.040	0.046	0.048	0.040	0.034	0.033	0.037	0.030	0.029	0.035
Mn	0.002	0.003	0.001	0.002	0.001	0.003	0.001	0.000	0.002	0.000	0.003	0.000
Mg	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Ca	0.971	0.965	0.964	0.970	0.959	0.956	0.968	0.960	0.965	0.969	0.961	0.970
Na	0.018	0.020	0.013	0.008	0.011	0.013	0.007	0.008	0.008	0.005	0.006	0.005
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.001	0.002	0.001	0.001	0.002	0.001	0.002	0.002	0.000	0.001	0.002	0.001
La	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001
Ce	0.004	0.005	0.004	0.005	0.004	0.005	0.004	0.005	0.004	0.005	0.004	0.004
Nd	0.002	0.003	0.000	0.001	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001
Nb	0.017	0.018	0.006	0.003	0.005	0.008	0.008	0.011	0.009	0.011	0.013	0.007
Ta	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zr	0.007	0.022	0.004	0.003	0.003	0.006	0.011	0.006	0.007	0.008	0.008	0.007
Cr	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
V	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.004	0.003	0.003	0.002	0.003
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
F	0.031	0.021	0.013	0.022	0.038	0.034	0.024	0.020	0.023	0.001	0.031	0.023
OH	0.024	0.031	0.052	0.051	0.038	0.042	0.047	0.037	0.037	0.062	0.030	0.042
O	4.950	4.953	4.949	4.939	4.944	4.944	4.947	4.969	4.960	4.960	4.966	4.954
Soma	5.004	5.004	5.013	5.013	5.020	5.021	5.018	5.026	5.020	5.023	5.026	5.019
Σ "Ca" site	0.999	0.999	0.985	0.988	0.979	0.979	0.985	0.978	0.981	0.983	0.980	0.983
Σ "Ti" site	1.024	1.032	1.024	1.024	1.011	1.006	1.033	1.017	1.009	1.017	1.011	1.014
Σ "Si" site	0.977	0.970	0.991	0.988	1.010	1.015	0.983	1.005	1.010	1.000	1.009	1.003
Σ REE	0.006	0.008	0.005	0.006	0.004	0.006	0.006	0.007	0.006	0.007	0.007	0.006

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)											
Amostra	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-154	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190
Referência	b3_esf2	b3_esf3	b4_esf1	b4_esf2	b5_esf1	b4_esf1	b1_esf1	b2_esf2	b2_esf4	b2_esf5	b3_esf4
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	30.228	30.301	30.052	30.201	30.470	30.002	29.712	29.549	29.092	29.546	28.704
TiO ₂	37.643	37.453	37.565	37.151	37.032	37.123	37.340	37.276	37.470	36.427	37.233
Al ₂ O ₃	0.752	0.829	1.303	0.933	0.898	0.679	0.505	0.493	0.497	0.514	0.409
Fe ₂ O ₃ ^T	1.503	1.599	1.400	1.495	1.707	1.994	1.256	1.071	1.022	1.051	1.124
MnO	0.050	0.044	n.d.	0.021	0.035	0.038	0.051	0.093	0.056	0.082	0.070
MgO	0.004	n.d.	0.015	n.d.	0.003	0.016	0.001	n.d.	0.002	n.d.	n.d.
CaO	27.515	27.427	27.771	27.580	27.267	27.525	27.018	26.587	26.683	26.376	26.511
Na ₂ O	0.130	0.093	0.084	0.094	0.129	0.097	0.270	0.262	0.264	0.316	0.244
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	0.009	n.d.	0.001
BaO	0.127	0.119	0.065	0.103	0.110	0.128	0.148	0.153	0.163	0.065	0.157
La ₂ O ₃	0.047	0.087	0.038	0.009	0.026	0.094	0.013	0.068	0.057	n.d.	0.091
Ce ₂ O ₃	0.320	0.418	0.323	0.291	0.318	0.392	0.387	0.476	0.479	0.378	0.429
Nd ₂ O ₃	0.034	0.208	0.208	0.121	0.175	0.162	0.298	0.212	0.212	0.146	0.179
Nb ₂ O ₅	0.613	0.638	0.381	0.539	0.547	0.460	0.607	1.152	0.672	1.688	0.595
Ta ₂ O ₅	0.069	0.021	0.058	0.146	n.d.	0.040	n.d.	n.d.	0.025	0.043	0.027
ZrO ₂	0.332	0.415	0.406	0.897	0.618	0.286	0.723	0.547	0.413	0.589	0.596
Cr ₂ O ₃	0.012	0.010	n.d.	n.d.	0.007	n.d.	0.006	0.001	n.d.	0.016	0.018
V ₂ O ₃	0.097	0.138	0.056	0.091	0.117	0.082	n.d.	n.d.	0.012	0.029	n.d.
F	0.222	0.220	0.300	0.295	0.306	0.018	0.256	n.d.	0.105	0.192	0.247
O≡F	0.093	0.093	0.126	0.124	0.129	0.008	0.108	0.000	0.044	0.081	0.104
Total corr.	99.604	99.928	99.899	99.843	99.641	99.128	98.483	97.940	97.189	97.377	96.531
Número de iões na base de 3 catiões											
Si	0.996	0.997	0.985	0.995	1.004	0.993	0.993	0.994	0.985	1.000	0.980
Ti	0.933	0.927	0.926	0.920	0.918	0.924	0.938	0.943	0.954	0.928	0.956
Al	0.029	0.032	0.050	0.036	0.035	0.026	0.020	0.020	0.020	0.021	0.016
Fe ³⁺	0.037	0.040	0.035	0.037	0.042	0.050	0.032	0.027	0.026	0.027	0.029
Mn	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.003	0.002	0.002	0.002
Mg	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.971	0.967	0.976	0.973	0.963	0.976	0.967	0.958	0.967	0.957	0.970
Na	0.008	0.006	0.005	0.006	0.008	0.006	0.017	0.017	0.017	0.021	0.016
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002
La	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001
Ce	0.004	0.005	0.004	0.004	0.004	0.005	0.005	0.006	0.006	0.005	0.005
Nd	0.000	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.004	0.003	0.003	0.002	0.002
Nb	0.009	0.009	0.006	0.008	0.008	0.007	0.009	0.018	0.010	0.026	0.009
Ta	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Zr	0.005	0.007	0.006	0.014	0.010	0.005	0.012	0.009	0.007	0.010	0.010
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V	0.003	0.004	0.001	0.002	0.003	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
F	0.023	0.023	0.031	0.031	0.032	0.002	0.027	0.000	0.011	0.020	0.026
OH	0.043	0.049	0.054	0.043	0.045	0.074	0.025	0.047	0.035	0.027	0.020
O	4.948	4.948	4.929	4.944	4.944	4.934	4.952	4.969	4.957	4.971	4.957
Soma	5.014	5.020	5.014	5.017	5.022	5.010	5.004	5.015	5.003	5.018	5.002
Σ "Ca" site	0.987	0.984	0.989	0.986	0.980	0.993	0.996	0.989	0.998	0.987	0.999
Σ "Ti" site	1.017	1.019	1.025	1.020	1.016	1.014	1.011	1.016	1.017	1.012	1.021
Σ "Si" site	0.996	0.997	0.985	0.995	1.004	0.993	0.993	0.994	0.985	1.000	0.980
Σ REE	0.005	0.009	0.007	0.005	0.006	0.008	0.008	0.009	0.009	0.006	0.009

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO II						
Amostra	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39	CY-39
Referência	b1_esf1	b1_esf2	b5_esf1	b5_esf2	b5_esf3	b5_esf4
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---
SiO ₂	31.053	30.653	30.835	31.381	30.869	30.545
TiO ₂	37.558	36.974	37.159	37.383	36.750	35.791
Al ₂ O ₃	0.722	0.784	0.758	1.035	0.714	0.692
Fe ₂ O ₃ ^T	1.875	2.218	1.969	1.791	1.710	2.965
MnO	0.033	0.066	0.037	0.095	n.d.	n.d.
MgO	0.013	n.d.	0.007	0.014	0.007	0.002
CaO	27.715	27.484	27.322	27.794	27.323	26.929
Na ₂ O	0.106	0.069	0.112	0.084	0.099	0.146
K ₂ O	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	0.001
BaO	0.143	0.136	0.096	0.092	0.155	0.144
La ₂ O ₃	0.066	0.063	0.004	0.055	0.038	0.013
Ce ₂ O ₃	0.349	0.294	0.379	0.348	0.261	0.293
Nd ₂ O ₃	0.107	0.073	0.013	0.180	n.d.	0.133
Nb ₂ O ₅	0.473	0.377	0.732	0.305	0.717	0.241
Ta ₂ O ₅	0.099	0.109	0.072	n.d.	n.d.	n.d.
ZrO ₂	0.368	0.537	0.563	0.438	0.439	0.791
Cr ₂ O ₃	0.038	n.d.	n.d.	n.d.	0.006	0.012
V ₂ O ₃	0.121	0.158	0.094	0.070	0.146	0.178
F	0.218	0.200	0.028	0.293	0.094	0.121
O=F	0.092	0.084	0.012	0.123	0.040	0.051
Total corr.	100.968	100.111	100.169	101.235	99.293	98.946
Número de iões na base de 3 catiões						
Si	1.009	1.005	1.010	1.015	1.018	1.012
Ti	0.918	0.912	0.916	0.909	0.912	0.892
Al	0.028	0.030	0.029	0.039	0.028	0.027
Fe ³⁺	0.046	0.055	0.049	0.044	0.042	0.074
Mn	0.001	0.002	0.001	0.003	0.000	0.000
Mg	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000
Ca	0.965	0.966	0.959	0.963	0.966	0.956
Na	0.007	0.004	0.007	0.005	0.006	0.009
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002
La	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Ce	0.004	0.004	0.005	0.004	0.003	0.004
Nd	0.001	0.001	0.000	0.002	0.000	0.002
Nb	0.007	0.006	0.011	0.004	0.011	0.004
Ta	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Zr	0.006	0.009	0.009	0.007	0.007	0.013
Cr	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
V	0.003	0.004	0.002	0.002	0.004	0.005
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
F	0.023	0.021	0.003	0.030	0.010	0.013
OH	0.051	0.064	0.075	0.053	0.060	0.088
O	4.947	4.938	4.952	4.940	4.954	4.923
Soma	5.020	5.023	5.030	5.023	5.024	5.024
Σ "Ca" site	0.981	0.979	0.973	0.980	0.978	0.973
Σ "Ti" site	1.009	1.016	1.016	1.006	1.004	1.015
Σ "Si" site	1.009	1.005	1.010	1.015	1.018	1.012
Σ REE	0.006	0.005	0.005	0.007	0.004	0.005

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO I												
Amostra	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-15	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138
Referência	b1_esfl	b1_esfl	b1_esf2	b1_esf2	b1_esf2	b1_esfl	b1_esfl	b1_esf2	b1_esf2	b1_esf2	b1_esf3	b1_esf3
Sector	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo
Tipo	F	F	MF	MF	MF	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	30.351	30.386	30.167	30.134	30.323	30.438	29.780	29.849	29.987	30.069	29.966	30.275
TiO ₂	37.490	36.836	36.958	37.652	37.912	37.302	37.367	37.635	37.625	37.001	37.402	37.374
Al ₂ O ₃	0.821	1.064	0.971	0.794	0.745	0.856	0.883	0.794	0.811	0.803	0.776	0.641
Fe ₂ O ₃ ^T	1.235	1.507	1.286	1.258	1.172	1.449	1.455	1.486	1.496	1.536	1.411	1.401
MnO	0.064	0.077	0.092	0.044	0.108	0.060	0.045	0.040	0.029	0.059	0.080	0.032
MgO	0.007	0.015	0.017	n.d.	0.017	n.d.	0.003	0.008	0.005	0.010	0.010	0.005
CaO	27.382	27.699	27.647	27.602	27.492	27.262	27.421	27.317	27.452	27.129	27.006	27.069
Na ₂ O	0.113	0.055	0.063	0.095	0.123	0.095	0.093	0.123	0.111	0.097	0.117	0.107
K ₂ O	0.023	n.d.	0.005	n.d.	0.003	0.020	0.004	n.d.	0.003	0.004	n.d.	0.008
BaO	0.131	0.134	0.139	0.136	0.114	0.152	0.026	0.178	0.208	0.136	0.197	0.055
La ₂ O ₃	0.107	0.051	0.073	0.025	0.101	0.057	0.065	0.061	0.034	0.034	0.051	0.012
Ce ₂ O ₃	0.342	0.125	0.238	0.094	0.194	0.077	0.088	0.319	0.130	0.294	0.168	0.163
Nd ₂ O ₃	0.121	0.224	0.026	0.173	0.116	0.150	n.d.	0.226	0.173	0.035	0.055	0.166
Nb ₂ O ₅	0.508	0.428	0.398	0.350	0.496	0.306	0.279	0.314	0.374	0.300	0.450	0.405
Ta ₂ O ₅	n.d.	n.d.	0.021	0.018	n.d.	0.202	n.d.	n.d.	0.034	0.077	0.109	0.028
ZrO ₂	0.295	0.273	0.306	0.221	0.233	0.324	0.347	0.295	0.234	0.238	0.231	0.277
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.022	0.001	0.033	0.001	0.006	n.d.	n.d.	0.031	0.015	0.014	n.d.
V ₂ O ₃	0.123	0.100	0.102	0.202	0.080	0.144	0.188	0.084	0.060	0.144	0.139	0.204
F	0.107	0.106	0.225	0.225	0.046	0.225	0.120	0.080	0.291	0.145	0.127	0.199
O≡F	0.045	0.045	0.095	0.095	0.019	0.095	0.051	0.034	0.123	0.061	0.053	0.084
Total corr.	99.175	99.057	98.640	98.961	99.257	99.030	98.113	98.775	98.965	98.065	98.256	98.338
Número de iões na base de 3 catiões												
Si	1.003	1.002	1.000	0.996	1.000	1.007	0.991	0.991	0.993	1.003	0.999	1.008
Ti	0.931	0.914	0.921	0.936	0.940	0.928	0.935	0.939	0.937	0.929	0.938	0.936
Al	0.032	0.041	0.038	0.031	0.029	0.033	0.035	0.031	0.032	0.032	0.030	0.025
Fe ³⁺	0.031	0.037	0.032	0.031	0.029	0.036	0.036	0.037	0.037	0.039	0.035	0.035
Mn	0.002	0.002	0.003	0.001	0.003	0.002	0.001	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001
Mg	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	0.969	0.979	0.982	0.978	0.971	0.966	0.978	0.971	0.974	0.970	0.965	0.966
Na	0.007	0.004	0.004	0.006	0.008	0.006	0.006	0.008	0.007	0.006	0.008	0.007
K	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.000	0.002	0.003	0.002	0.003	0.001
La	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000
Ce	0.004	0.002	0.003	0.001	0.002	0.001	0.001	0.004	0.002	0.004	0.002	0.002
Nd	0.001	0.003	0.000	0.002	0.001	0.002	0.000	0.003	0.002	0.000	0.001	0.002
Nb	0.008	0.006	0.006	0.005	0.007	0.005	0.004	0.005	0.006	0.005	0.007	0.006
Ta	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000
Zr	0.005	0.004	0.005	0.004	0.004	0.005	0.006	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004
Cr	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
V	0.003	0.003	0.003	0.005	0.002	0.004	0.005	0.002	0.002	0.004	0.004	0.005
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
F	0.011	0.011	0.023	0.023	0.005	0.023	0.012	0.008	0.030	0.015	0.013	0.021
OH	0.052	0.068	0.047	0.039	0.053	0.046	0.059	0.060	0.039	0.055	0.053	0.040
O	4.951	4.932	4.936	4.946	4.954	4.950	4.939	4.943	4.942	4.945	4.953	4.960
Soma	5.014	5.011	5.006	5.008	5.012	5.019	5.010	5.011	5.011	5.015	5.019	5.020
Σ "Ca" site	0.988	0.992	0.995	0.990	0.989	0.980	0.988	0.990	0.989	0.985	0.981	0.979
Σ "Ti" site	1.010	1.006	1.005	1.014	1.011	1.013	1.021	1.019	1.018	1.012	1.020	1.013
Σ "Si" site	1.003	1.002	1.000	0.996	1.000	1.007	0.991	0.991	0.993	1.003	0.999	1.008
Σ REE	0.007	0.005	0.004	0.003	0.005	0.003	0.002	0.007	0.004	0.004	0.003	0.004

ROCHAS FÉLICAS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138
Referência	b1_esf	b2_esfl	b2_esfl	b2_esfl	b2_esfl	b2_esfl	b2_esfl	b2_esfl	b2_esfl	b2_esfl	b2_esfl	b2_esfl
Sector	bordo	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*7	*8	*9	*10	*11
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	30.447	30.016	30.337	29.984	30.154	30.097	30.455	30.077	29.963	30.220	30.225	30.142
TiO ₂	37.478	37.315	37.134	37.391	37.553	37.877	37.707	37.970	37.679	37.971	37.705	37.828
Al ₂ O ₃	0.686	1.199	1.217	1.195	0.998	0.808	0.735	0.723	0.783	0.736	0.700	0.745
Fe ₂ O ₃ ^T	1.344	1.354	1.394	1.489	1.427	1.142	1.383	1.446	1.593	1.323	1.411	1.424
MnO	0.044	0.026	0.083	0.039	0.050	0.013	0.071	0.044	0.071	0.040	n.d.	0.050
MgO	0.004	0.012	0.003	0.014	0.019	n.d.	n.d.	0.007	0.020	n.d.	0.004	n.d.
CaO	27.226	28.300	28.554	28.194	28.297	28.210	28.108	28.332	28.227	28.067	28.404	28.306
Na ₂ O	0.102	0.057	0.033	0.046	0.056	0.088	0.058	0.123	0.089	0.101	0.114	0.098
K ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	n.d.	n.d.	n.d.
BaO	0.176	0.129	0.110	0.084	0.215	0.116	0.113	0.172	0.158	0.166	0.103	0.184
La ₂ O ₃	0.084	0.036	0.119	0.055	0.064	0.032	0.107	0.011	n.d.	0.020	0.048	0.054
Ce ₂ O ₃	0.192	0.267	0.175	0.236	0.051	0.171	0.266	0.186	0.256	0.161	0.356	0.170
Nd ₂ O ₃	0.106	n.d.	0.150	0.034	n.d.	0.267	0.067	0.093	0.071	0.150	0.041	0.067
Nb ₂ O ₅	0.383	0.352	0.376	0.254	0.266	0.463	0.361	0.427	0.334	0.424	0.337	0.364
Ta ₂ O ₅	n.d.	0.037	n.d.	n.d.	0.131	n.d.	0.206	0.008	0.080	0.137	n.d.	0.246
ZrO ₂	0.241	0.511	0.370	0.336	0.272	0.251	0.414	0.292	0.311	0.261	0.293	0.236
Cr ₂ O ₃	0.007	n.d.	n.d.	0.004	n.d.	0.022	0.021	0.025	n.d.	0.038	n.d.	0.047
V ₂ O ₃	0.208	0.068	0.128	0.073	0.132	0.105	0.144	0.107	0.147	0.118	0.170	0.117
F	0.117	0.152	0.114	0.144	0.234	0.297	0.288	0.197	0.250	0.196	0.145	0.314
O=F	0.049	0.064	0.048	0.061	0.099	0.125	0.121	0.083	0.105	0.083	0.061	0.132
Total corr.	98.795	99.767	100.249	99.512	99.820	99.834	100.382	100.157	99.930	100.046	99.995	100.259
Número de iões na base de 3 catiões												
Si	1.009	0.983	0.988	0.983	0.987	0.987	0.996	0.983	0.982	0.990	0.988	0.986
Ti	0.934	0.919	0.909	0.922	0.924	0.935	0.927	0.933	0.929	0.935	0.927	0.930
Al	0.027	0.046	0.047	0.046	0.038	0.031	0.028	0.028	0.030	0.028	0.027	0.029
Fe ³⁺	0.034	0.033	0.034	0.037	0.035	0.028	0.034	0.036	0.039	0.033	0.035	0.035
Mn	0.001	0.001	0.002	0.001	0.001	0.000	0.002	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001
Mg	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Ca	0.967	0.993	0.996	0.991	0.992	0.991	0.984	0.992	0.991	0.985	0.995	0.991
Na	0.007	0.004	0.002	0.003	0.004	0.006	0.004	0.008	0.006	0.006	0.007	0.006
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.002	0.002	0.001	0.001	0.003	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002
La	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Ce	0.002	0.003	0.002	0.003	0.001	0.002	0.003	0.002	0.003	0.002	0.004	0.002
Nd	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.003	0.001	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001
Nb	0.006	0.005	0.006	0.004	0.004	0.007	0.005	0.006	0.005	0.006	0.005	0.005
Ta	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.000	0.002
Zr	0.004	0.008	0.006	0.005	0.004	0.004	0.007	0.005	0.005	0.004	0.005	0.004
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001	0.000	0.001
V	0.006	0.002	0.003	0.002	0.003	0.003	0.004	0.003	0.004	0.003	0.004	0.003
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
F	0.012	0.016	0.012	0.015	0.024	0.031	0.030	0.020	0.026	0.020	0.015	0.033
OH	0.048	0.064	0.069	0.068	0.049	0.029	0.032	0.043	0.044	0.041	0.047	0.031
O	4.957	4.919	4.915	4.918	4.924	4.938	4.943	4.929	4.925	4.941	4.929	4.932
Soma	5.018	4.999	4.995	5.001	4.998	4.997	5.005	4.993	4.994	5.002	4.990	4.995
Σ "Ca" site	0.981	1.003	1.007	1.000	1.002	1.004	0.997	1.007	1.006	0.998	1.009	1.005
Σ "Ti" site	1.010	1.014	1.005	1.016	1.011	1.008	1.008	1.011	1.013	1.012	1.003	1.010
Σ "Si" site	1.009	0.983	0.988	0.983	0.987	0.987	0.996	0.983	0.982	0.990	0.988	0.986
Σ REE	0.005	0.004	0.005	0.004	0.001	0.006	0.005	0.003	0.004	0.004	0.005	0.003

ROCHAS FÉLSICAS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138
Referência	b2_esfl	b2_esfl	b2_esfl	b2_esfl	b2_esf3	b2_esf3	b2_esf3	b2_esf3	b2_esf3	b2_esf3	b2_esf3	b2_esf3
Sector	*12	*13	*14	*15	*1	*2	*3	*4	*5	*6	*7	*8
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F
SiO ₂	29.791	30.054	30.036	30.079	30.267	29.430	29.955	30.201	29.493	29.938	29.727	30.082
TiO ₂	37.975	37.364	37.131	37.867	37.514	37.825	37.917	37.768	37.664	37.752	37.767	37.535
Al ₂ O ₃	0.741	0.753	0.756	0.742	0.988	0.788	0.779	0.793	0.799	0.797	0.753	0.853
Fe ₂ O ₃ ^T	1.250	1.457	1.962	1.424	1.391	1.533	1.458	1.434	1.428	1.357	1.359	1.464
MnO	0.066	0.050	0.041	0.062	0.085	0.033	0.020	0.105	0.044	0.073	0.014	n.d.
MgO	0.017	0.025	0.044	0.022	0.006	0.007	n.d.	0.026	n.d.	0.012	0.008	n.d.
CaO	28.415	28.345	28.245	28.071	28.465	28.337	28.406	28.195	28.384	28.366	28.373	28.326
Na ₂ O	0.095	0.079	0.074	0.116	0.117	0.113	0.113	0.084	0.105	0.063	0.091	0.087
K ₂ O	0.006	0.001	0.003	n.d.	n.d.	0.007	0.001	n.d.	0.009	n.d.	n.d.	n.d.
BaO	0.176	0.142	0.113	0.174	0.182	0.139	0.185	0.060	0.139	0.142	0.087	0.113
La ₂ O ₃	0.027	0.108	0.017	0.100	0.077	0.045	0.026	n.d.	0.047	0.067	0.010	0.006
Ce ₂ O ₃	0.168	0.335	0.333	0.309	0.012	0.129	0.392	0.208	0.254	0.095	0.172	0.103
Nd ₂ O ₃	0.103	0.162	0.201	0.002	0.114	0.100	0.136	n.d.	0.093	0.143	0.143	0.121
Nb ₂ O ₅	0.501	0.343	0.215	0.373	0.424	0.391	0.322	0.355	0.337	0.293	0.323	0.320
Ta ₂ O ₅	n.d.	0.113	0.199	0.109	0.067	0.129	n.d.	n.d.	0.023	0.134	0.200	0.081
ZrO ₂	0.243	0.479	0.366	0.195	0.321	0.271	0.349	0.289	0.286	0.270	0.316	0.334
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.010	0.019	0.011	0.022	n.d.	n.d.	0.004	0.039	0.015	0.004	n.d.
V ₂ O ₃	0.117	0.100	0.201	0.106	0.126	0.120	0.129	0.105	0.122	0.104	0.120	0.068
F	0.190	0.216	0.323	0.170	0.151	0.189	0.242	0.324	0.206	0.199	0.180	0.162
O=F	0.080	0.091	0.136	0.072	0.064	0.080	0.102	0.136	0.087	0.084	0.076	0.068
Total corr.	99.801	100.045	100.143	99.860	100.266	99.506	100.328	99.814	99.385	99.736	99.571	99.586
Número de iões na base de 3 catiões												
Si	0.977	0.985	0.984	0.986	0.986	0.968	0.978	0.989	0.971	0.982	0.977	0.987
Ti	0.936	0.921	0.915	0.934	0.919	0.936	0.931	0.930	0.933	0.932	0.934	0.926
Al	0.029	0.029	0.029	0.029	0.038	0.031	0.030	0.031	0.031	0.031	0.029	0.033
Fe ³⁺	0.031	0.036	0.048	0.035	0.034	0.038	0.036	0.035	0.035	0.033	0.034	0.036
Mn	0.002	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.003	0.001	0.002	0.000	0.000
Mg	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000
Ca	0.998	0.995	0.991	0.986	0.993	0.999	0.994	0.989	1.001	0.997	0.999	0.996
Na	0.006	0.005	0.005	0.007	0.007	0.007	0.007	0.005	0.007	0.004	0.006	0.006
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ba	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001
La	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000
Ce	0.002	0.004	0.004	0.004	0.000	0.002	0.005	0.002	0.003	0.001	0.002	0.001
Nd	0.001	0.002	0.002	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.002	0.002	0.001
Nb	0.007	0.005	0.003	0.006	0.006	0.006	0.005	0.005	0.005	0.004	0.005	0.005
Ta	0.000	0.001	0.002	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.001
Zr	0.004	0.008	0.006	0.003	0.005	0.004	0.006	0.005	0.005	0.004	0.005	0.005
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
V	0.003	0.003	0.005	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
F	0.020	0.022	0.034	0.018	0.016	0.020	0.025	0.034	0.021	0.021	0.019	0.017
OH	0.040	0.043	0.044	0.046	0.056	0.049	0.041	0.032	0.045	0.044	0.044	0.052
O	4.928	4.926	4.916	4.933	4.919	4.919	4.924	4.932	4.917	4.928	4.927	4.926
Soma	4.988	4.991	4.993	4.997	4.991	4.987	4.990	4.998	4.983	4.992	4.990	4.995
Σ "Ca" site	1.013	1.012	1.007	1.003	1.008	1.013	1.011	1.002	1.016	1.009	1.011	1.005
Σ "Ti" site	1.010	1.003	1.009	1.010	1.007	1.019	1.011	1.009	1.013	1.009	1.012	1.008
Σ "Si" site	0.977	0.985	0.984	0.986	0.986	0.968	0.978	0.989	0.971	0.982	0.977	0.987
Σ REE	0.004	0.007	0.007	0.005	0.002	0.003	0.007	0.002	0.005	0.004	0.004	0.003

ROCHAS FÉLICAS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-138	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-197	CY-215	CY-215
Referência	b2_esf2	b2_esf2	b2_esf2	b2_esf4	b2_esf4	b1_esf1	b1_esf1	b1_esf2	b1_esf2	b1_esf2	b1_esf1	b4_esf1
Sector	bordo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	núcleo	bordo	bordo	núcleo	bordo	bordo	bordo
Tipo	F	F	F	F	F	F	F	F	F	F	MF	MF
SiO ₂	29.969	29.927	29.818	30.237	30.235	29.556	29.393	29.276	29.210	29.072	29.527	29.774
TiO ₂	37.311	37.902	37.712	36.964	36.690	37.682	37.823	37.569	37.280	37.375	37.822	37.179
Al ₂ O ₃	0.949	0.778	0.867	1.036	1.037	0.875	0.834	0.866	0.587	0.577	0.992	0.940
Fe ₂ O ₃ ^T	1.665	1.533	1.553	1.683	1.699	1.041	1.116	0.934	1.265	0.998	1.160	1.325
MnO	0.062	0.091	0.027	0.019	0.056	0.066	0.042	0.033	0.088	0.013	0.069	0.038
MgO	0.011	n.d.	n.d.	0.003	0.018	n.d.	0.017	n.d.	n.d.	n.d.	0.014	0.011
CaO	28.370	28.176	28.283	28.189	28.125	28.093	28.326	28.216	27.858	27.806	28.144	28.165
Na ₂ O	0.097	0.114	0.057	0.061	0.090	0.056	0.134	0.046	0.159	0.182	0.021	0.053
K ₂ O	0.047	0.022	n.d.	0.030	0.022	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.017	n.d.
BaO	0.139	0.102	0.034	0.113	0.165	0.139	0.135	0.123	0.142	0.114	0.072	0.116
La ₂ O ₃	0.016	n.d.	0.004	0.021	0.108	n.d.	0.002	0.016	0.049	0.066	0.074	0.032
Ce ₂ O ₃	0.233	0.117	0.392	0.154	0.117	0.151	0.382	0.253	0.004	0.314	0.196	0.286
Nd ₂ O ₃	0.049	0.079	0.157	0.185	0.190	0.132	0.153	0.091	0.086	0.234	0.046	0.245
Nb ₂ O ₅	0.218	0.376	0.370	0.314	0.243	0.576	0.473	0.492	0.759	1.012	0.179	0.522
Ta ₂ O ₅	n.d.	0.104	n.d.	n.d.	0.059	0.044	0.191	0.179	0.218	n.d.	n.d.	0.185
ZrO ₂	0.299	0.311	0.347	0.466	0.451	0.333	0.357	0.321	0.303	0.315	0.230	0.346
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.010	0.029	n.d.	0.035	0.035	n.d.	n.d.	n.d.	0.042	0.003	0.035
V ₂ O ₃	0.082	0.077	0.146	0.063	0.067	0.123	0.099	0.121	0.207	0.149	0.061	0.125
F	0.126	n.d.	0.090	0.224	0.217	0.172	n.d.	0.007	n.d.	0.091	0.075	0.302
O≡F	0.053	0.000	0.038	0.094	0.091	0.072	0.000	0.003	0.000	0.038	0.032	0.127
Total corr.	99.590	99.719	99.848	99.667	99.533	99.002	99.479	98.540	98.215	98.322	98.671	99.552
Número de iões na base de 3 catiões												
Si	0.982	0.981	0.978	0.991	0.993	0.978	0.968	0.973	0.974	0.971	0.977	0.982
Ti	0.919	0.934	0.930	0.912	0.906	0.938	0.937	0.939	0.935	0.939	0.941	0.922
Al	0.037	0.030	0.034	0.040	0.040	0.034	0.032	0.034	0.023	0.023	0.039	0.037
Fe ³⁺	0.041	0.038	0.038	0.042	0.042	0.026	0.028	0.023	0.032	0.025	0.029	0.033
Mn	0.002	0.003	0.001	0.001	0.002	0.002	0.001	0.001	0.002	0.000	0.002	0.001
Mg	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001
Ca	0.996	0.989	0.993	0.990	0.989	0.996	0.999	1.004	0.995	0.995	0.997	0.995
Na	0.006	0.007	0.004	0.004	0.006	0.004	0.009	0.003	0.010	0.012	0.001	0.003
K	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000
Ba	0.002	0.001	0.000	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.001
La	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000
Ce	0.003	0.001	0.005	0.002	0.001	0.002	0.005	0.003	0.000	0.004	0.002	0.003
Nd	0.001	0.001	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.001	0.001	0.003	0.001	0.003
Nb	0.003	0.006	0.005	0.005	0.004	0.009	0.007	0.007	0.011	0.015	0.003	0.008
Ta	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.002	0.002	0.000	0.000	0.002
Zr	0.005	0.005	0.006	0.007	0.007	0.005	0.006	0.005	0.005	0.005	0.004	0.006
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001
V	0.002	0.002	0.004	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003	0.006	0.004	0.002	0.003
Total	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000	3.000
F	0.013	0.000	0.009	0.023	0.023	0.018	0.000	0.001	0.000	0.009	0.008	0.031
OH	0.065	0.068	0.062	0.058	0.060	0.042	0.060	0.057	0.055	0.038	0.060	0.038
O	4.909	4.928	4.925	4.918	4.912	4.936	4.924	4.932	4.933	4.939	4.927	4.927
Soma	4.987	4.996	4.997	4.999	4.995	4.996	4.984	4.990	4.988	4.987	4.995	4.996
Σ "Ca" site	1.011	1.004	1.005	1.002	1.005	1.006	1.018	1.014	1.012	1.016	1.007	1.008
Σ "Ti" site	1.007	1.016	1.017	1.007	1.002	1.016	1.014	1.013	1.014	1.012	1.017	1.010
Σ "Si" site	0.982	0.981	0.978	0.991	0.993	0.978	0.968	0.973	0.974	0.971	0.977	0.982
Σ REE	0.004	0.002	0.007	0.004	0.005	0.003	0.006	0.004	0.002	0.007	0.004	0.007

IV.2.10. Carbonato

Amostra	URITITOS											
	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178	CY-178
Referência	b1_carb1	b1_carb2	b1_carb3	b1_carb4	b1_carb5	b1_carb6	b3_carb1	b3_carb2	b3_carb3	b3_carb4	b3_carb5	b3_carb6
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO^T	0.079	0.052	0.104	0.110	0.085	0.090	0.085	0.066	0.137	0.073	0.068	0.109
MnO	0.108	0.092	0.125	0.168	0.084	0.094	0.098	0.068	0.092	0.094	0.084	0.107
MgO	0.057	0.020	0.009	0.034	0.009	n.d.	0.009	0.014	0.036	0.010	0.031	0.018
CaO	53.544	53.443	53.458	53.374	53.043	53.108	53.924	53.527	53.025	52.960	53.530	53.228
Na₂O	0.020	0.005	0.015	0.014	0.010	0.017	0.022	0.016	0.010	n.d.	0.025	0.025
SrO	1.118	1.400	1.420	1.051	1.264	1.157	1.331	1.050	1.322	1.157	1.127	1.274
BaO	0.057	0.064	0.084	0.047	0.043	0.026	0.026	0.098	0.094	0.085	0.020	0.081
Total	54.983	55.076	55.215	54.798	54.538	54.492	55.495	54.839	54.716	54.379	54.885	54.842
Número de íões na base de 6 oxigénios												
Fe²⁺	0.002	0.001	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.004	0.002	0.002	0.003
Mn	0.003	0.003	0.004	0.005	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.003
Mg	0.003	0.001	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.002	0.001
Ca	1.899	1.899	1.902	1.890	1.875	1.876	1.923	1.896	1.878	1.869	1.897	1.887
Na	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.002	0.002
Sr	0.021	0.027	0.027	0.020	0.024	0.022	0.026	0.020	0.025	0.022	0.022	0.024
Ba	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.001
Total	1.931	1.932	1.939	1.921	1.905	1.904	1.956	1.923	1.913	1.897	1.926	1.921
Termos finais												
%FeCO₃	0.113	0.075	0.149	0.158	0.123	0.130	0.121	0.095	0.198	0.106	0.098	0.157
%MnCO₃	0.157	0.134	0.181	0.245	0.123	0.138	0.141	0.099	0.135	0.138	0.122	0.156
%MgCO₃	0.146	0.051	0.023	0.087	0.023	0.000	0.023	0.036	0.093	0.026	0.079	0.046
%CaCO₃	98.400	98.295	98.154	98.406	98.415	98.524	98.347	98.630	98.170	98.507	98.523	98.271
%Na₂CO₃	0.033	0.008	0.025	0.023	0.017	0.029	0.036	0.027	0.017	0.000	0.042	0.042
%SrCO₃	1.112	1.394	1.411	1.049	1.269	1.162	1.314	1.047	1.325	1.165	1.123	1.273
%BaCO₃	0.038	0.043	0.056	0.032	0.029	0.018	0.017	0.066	0.064	0.058	0.013	0.055

FeO^T = Ferro total analisado

n.d. = Abaixo do limite de detecção

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I												
Amostra	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-118	CY-148	CY-148
Referência	b2_carb1	b2_carb2	b2_carb3	b3_carb1	b3_carb2	b5_carb1	b5_carb2	b5_carb3	b5_carb4	b5_carb5	b1_carb2	b1_carb3
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO^T	0.158	0.163	0.178	0.197	0.232	0.150	0.127	0.180	0.115	0.165	0.174	0.092
MnO	0.215	0.232	0.230	0.214	0.240	0.245	0.191	0.179	0.201	0.211	0.190	0.180
MgO	0.090	0.107	0.089	0.090	0.069	0.104	0.096	0.105	0.083	0.090	0.079	0.075
CaO	53.249	52.018	52.167	53.337	52.532	53.628	52.847	52.450	52.340	52.859	52.004	52.536
Na₂O	0.052	0.051	0.018	0.046	0.037	0.036	0.024	0.036	0.002	0.039	0.036	0.031
SrO	1.101	0.891	0.804	0.996	0.996	0.720	0.961	1.133	1.123	1.037	1.248	1.417
BaO	0.032	0.050	0.017	0.001	0.016	n.d.	0.058	n.d.	0.032	0.061	0.070	0.060
Total	54.897	53.512	53.503	54.881	54.122	54.883	54.304	54.083	53.896	54.462	53.801	54.391
Número de iões na base de 6 oxigénios												
Fe²⁺	0.004	0.004	0.005	0.005	0.006	0.004	0.003	0.005	0.003	0.005	0.005	0.003
Mn	0.006	0.006	0.006	0.006	0.007	0.007	0.005	0.005	0.006	0.006	0.005	0.005
Mg	0.004	0.005	0.004	0.004	0.003	0.005	0.005	0.005	0.004	0.004	0.004	0.004
Ca	1.888	1.820	1.824	1.890	1.849	1.898	1.862	1.845	1.838	1.866	1.826	1.855
Na	0.003	0.003	0.001	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.000	0.002	0.002	0.002
Sr	0.021	0.017	0.015	0.019	0.019	0.014	0.018	0.022	0.021	0.020	0.024	0.027
Ba	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001
Total	1.927	1.857	1.856	1.928	1.887	1.931	1.897	1.884	1.873	1.904	1.867	1.896
Termos finais												
%FeCO₃	0.227	0.240	0.262	0.283	0.338	0.215	0.184	0.262	0.168	0.239	0.256	0.134
%MnCO₃	0.313	0.346	0.343	0.311	0.354	0.355	0.281	0.264	0.298	0.309	0.283	0.265
%MgCO₃	0.231	0.281	0.233	0.230	0.179	0.266	0.248	0.273	0.217	0.232	0.207	0.194
%CaCO₃	98.024	98.102	98.300	98.107	98.049	98.390	98.240	97.994	98.152	98.071	97.874	97.885
%Na₂CO₃	0.087	0.087	0.031	0.077	0.062	0.060	0.040	0.061	0.003	0.065	0.061	0.052
%SrCO₃	1.097	0.909	0.820	0.992	1.006	0.715	0.967	1.146	1.140	1.041	1.271	1.429
%BaCO₃	0.022	0.034	0.012	0.001	0.011	0.000	0.039	0.000	0.022	0.041	0.048	0.041

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)												
Amostra	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-148	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154	CY-154
Referência	b1_carb5	b1_carb6	b2_carb1	b2_carb3	b2_carb4	b2_carb5	b3_carb1	b3_carb2	b3_carb3	b3_carb4	b3_carb5	b3_carb6
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO^T	0.137	0.170	0.142	0.124	0.105	0.088	0.074	0.085	0.088	0.094	0.118	0.096
MnO	0.184	0.220	0.184	0.168	0.223	0.167	0.135	0.133	0.156	0.105	0.170	0.104
MgO	0.068	0.050	0.062	0.062	0.040	0.072	0.008	0.044	n.d.	0.025	0.028	0.028
CaO	52.644	52.525	52.580	52.291	52.335	52.218	53.203	51.932	52.114	52.328	51.714	52.126
Na₂O	0.010	0.006	0.048	0.017	n.d.	0.050	0.027	0.034	0.027	0.040	0.024	0.013
SrO	1.096	1.276	1.332	1.427	1.417	1.153	1.503	1.568	1.436	1.493	1.399	1.747
BaO	n.d.	0.066	0.060	0.122	0.024	0.021	0.056	0.088	0.029	0.085	0.053	0.112
Total	54.139	54.313	54.408	54.211	54.144	53.769	55.006	53.884	53.850	54.170	53.506	54.226
Número de íões na base de 6 oxigénios												
Fe²⁺	0.004	0.005	0.004	0.003	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003	0.003
Mn	0.005	0.006	0.005	0.005	0.006	0.005	0.004	0.004	0.004	0.003	0.005	0.003
Mg	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.004	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.001
Ca	1.853	1.853	1.857	1.844	1.844	1.832	1.890	1.826	1.831	1.845	1.812	1.840
Na	0.001	0.000	0.003	0.001	0.000	0.003	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002	0.001
Sr	0.021	0.024	0.025	0.027	0.027	0.022	0.029	0.030	0.027	0.028	0.027	0.033
Ba	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001
Total	1.887	1.892	1.898	1.885	1.882	1.868	1.928	1.868	1.868	1.884	1.850	1.883
Termos finais												
%FeCO₃	0.200	0.247	0.206	0.181	0.153	0.129	0.106	0.125	0.129	0.137	0.175	0.141
%MnCO₃	0.271	0.324	0.271	0.249	0.330	0.248	0.197	0.198	0.232	0.155	0.255	0.154
%MgCO₃	0.177	0.130	0.161	0.161	0.104	0.188	0.021	0.115	0.000	0.065	0.074	0.073
%CaCO₃	98.229	97.955	97.898	97.851	97.961	98.162	98.094	97.844	98.109	98.003	97.985	97.760
%Na₂CO₃	0.017	0.010	0.081	0.029	0.000	0.085	0.045	0.058	0.046	0.068	0.041	0.022
%SrCO₃	1.107	1.288	1.342	1.445	1.435	1.173	1.500	1.599	1.463	1.513	1.435	1.773
%BaCO₃	0.000	0.045	0.041	0.083	0.016	0.014	0.038	0.061	0.020	0.058	0.037	0.077

SIENITOS NEFELÍNICOS - GRUPO I (cont.)									
Amostra	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190	CY-190
Referência	b1_carb2	b1_carb3	b1_carb4	b1_carb5	b2_carb2	b2_carb3	b2_carb4	b3_carb2	b3_carb3
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO^T	0.178	0.139	0.195	0.166	0.183	0.164	0.134	0.160	0.231
MnO	0.199	0.192	0.147	0.211	0.221	0.210	0.191	0.219	0.224
MgO	0.154	0.080	0.119	0.138	0.123	0.104	0.103	0.132	0.150
CaO	52.280	52.538	52.175	51.761	52.009	52.331	51.954	52.507	53.620
Na₂O	0.049	0.035	0.068	0.056	0.059	0.040	0.029	0.031	0.048
SrO	0.985	0.839	0.810	0.877	1.207	0.973	1.041	0.987	1.162
BaO	n.d.	0.084	0.093	n.d.	0.057	0.043	0.020	0.012	0.015
Total	53.845	53.907	53.607	53.209	53.859	53.865	53.472	54.048	55.450
Número de iões na base de 6 oxigénios									
Fe²⁺	0.005	0.004	0.005	0.005	0.005	0.004	0.004	0.004	0.006
Mn	0.006	0.005	0.004	0.006	0.006	0.006	0.005	0.006	0.006
Mg	0.008	0.004	0.006	0.007	0.006	0.005	0.005	0.006	0.007
Ca	1.834	1.845	1.827	1.805	1.827	1.837	1.817	1.846	1.910
Na	0.003	0.002	0.004	0.004	0.004	0.003	0.002	0.002	0.003
Sr	0.019	0.016	0.015	0.017	0.023	0.018	0.020	0.019	0.022
Ba	0.000	0.001	0.001	0.000	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Total	1.874	1.877	1.863	1.843	1.871	1.874	1.853	1.884	1.956
Termos finais									
%FeCO₃	0.260	0.203	0.286	0.246	0.268	0.240	0.198	0.233	0.329
%MnCO₃	0.295	0.284	0.219	0.316	0.328	0.311	0.285	0.323	0.323
%MgCO₃	0.402	0.208	0.312	0.364	0.322	0.271	0.271	0.343	0.380
%CaCO₃	97.961	98.338	98.179	98.079	97.715	98.093	98.119	98.043	97.733
%Na₂CO₃	0.083	0.059	0.116	0.096	0.100	0.068	0.050	0.052	0.079
%SrCO₃	0.999	0.850	0.825	0.899	1.227	0.987	1.064	0.997	1.146
%BaCO₃	0.000	0.058	0.064	0.000	0.039	0.029	0.014	0.008	0.010

CALCIOCARBONATITOS INTRUSIVOS												
Amostra	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116	CY-116
Referência	carb1	carb2	carb3	carb4	carb5	carb6	carb7	carb8	carb9	carb10	carb11	carb12
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO^T	0.359	0.358	0.319	0.319	0.383	0.078	0.296	0.300	0.128	0.322	0.339	0.080
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	0.272	0.303	0.324	0.282	0.301	0.060	0.273	0.301	0.079	0.223	0.367	0.067
CaO	53.640	52.817	52.814	52.307	52.514	53.579	51.723	51.784	52.921	52.126	52.926	52.504
Na₂O	0.014	0.037	0.008	0.038	0.012	0.043	0.020	0.037	0.045	0.028	0.031	0.011
SrO	0.679	0.718	0.757	0.689	0.553	0.902	0.592	0.903	0.660	0.514	0.874	0.669
BaO	0.035	0.071	0.072	0.053	0.045	0.044	0.074	0.133	0.114	0.039	0.070	0.065
Total	54.999	54.304	54.294	53.688	53.808	54.706	52.978	53.458	53.947	53.252	54.607	53.396
Número de íões na base de 6 oxigénios												
Fe²⁺	0.010	0.010	0.009	0.009	0.010	0.002	0.008	0.008	0.004	0.009	0.009	0.002
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.013	0.015	0.016	0.014	0.015	0.003	0.013	0.015	0.004	0.011	0.018	0.003
Ca	1.900	1.860	1.859	1.831	1.840	1.894	1.799	1.810	1.858	1.817	1.869	1.833
Na	0.001	0.002	0.001	0.002	0.001	0.003	0.001	0.002	0.003	0.002	0.002	0.001
Sr	0.013	0.014	0.014	0.013	0.010	0.017	0.011	0.017	0.013	0.010	0.017	0.013
Ba	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001	0.002	0.001	0.000	0.001	0.001
Total	1.938	1.901	1.900	1.870	1.877	1.920	1.833	1.854	1.882	1.848	1.916	1.853
Termos finais												
%FeCO₃	0.512	0.518	0.461	0.466	0.558	0.112	0.438	0.442	0.186	0.474	0.488	0.118
%MnCO₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
%MgCO₃	0.692	0.781	0.836	0.735	0.782	0.154	0.721	0.790	0.205	0.585	0.942	0.176
%CaCO₃	98.077	97.871	97.881	97.999	98.050	98.733	98.147	97.691	98.788	98.341	97.599	98.961
%Na₂CO₃	0.023	0.062	0.013	0.064	0.020	0.072	0.034	0.063	0.076	0.048	0.052	0.019
%SrCO₃	0.672	0.720	0.759	0.699	0.559	0.900	0.608	0.922	0.667	0.525	0.872	0.682
%BaCO₃	0.023	0.048	0.049	0.036	0.031	0.030	0.051	0.092	0.078	0.027	0.047	0.045

CALCIOCARBONATITOS INTRUSIVOS (cont.)										
Amostra	CY-116	CY-145	CY-145	CY-145	CY-145	CY-145	CY-145	CY-145	CY-145	CY-145
Referência	carb13	carb1	carb2	carb3	carb4	carb5	carb6	carb7	carb8	carb9
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO^T	0.165	0.628	0.789	0.374	0.456	0.526	0.571	0.325	0.370	0.755
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	0.302	0.108	0.190	0.062	0.076	0.093	0.119	0.116	0.117	0.101
CaO	52.163	52.843	52.700	53.250	52.542	52.575	52.371	52.481	52.534	52.547
Na₂O	0.016	n.d.	n.d.	0.030	n.d.	0.025	0.017	0.008	n.d.	0.002
SrO	0.641	0.378	0.153	0.571	0.398	0.520	0.408	0.642	1.091	0.296
BaO	0.079	0.013	0.022	n.d.	0.012	0.021	0.041	0.005	0.003	n.d.
Total	53.366	53.970	53.854	54.287	53.484	53.760	53.527	53.577	54.115	53.701
Número de iões na base de 6 oxigénios										
Fe²⁺	0.004	0.017	0.022	0.010	0.012	0.014	0.016	0.009	0.010	0.021
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.015	0.005	0.009	0.003	0.004	0.005	0.006	0.006	0.006	0.005
Ca	1.820	1.854	1.846	1.874	1.835	1.842	1.830	1.835	1.849	1.839
Na	0.001	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.001	0.001	0.000	0.000
Sr	0.012	0.007	0.003	0.011	0.008	0.010	0.008	0.012	0.021	0.006
Ba	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Total	1.853	1.884	1.880	1.900	1.859	1.872	1.861	1.863	1.885	1.870
Termos finais										
%FeCO₃	0.243	0.913	1.147	0.541	0.669	0.768	0.837	0.476	0.539	1.103
%MnCO₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
%MgCO₃	0.791	0.280	0.493	0.160	0.199	0.242	0.311	0.303	0.304	0.263
%CaCO₃	98.231	98.417	98.191	98.676	98.720	98.406	98.380	98.551	98.053	98.331
%Na₂CO₃	0.027	0.000	0.000	0.050	0.000	0.042	0.029	0.014	0.000	0.003
%SrCO₃	0.653	0.381	0.154	0.573	0.405	0.527	0.415	0.652	1.102	0.300
%BaCO₃	0.054	0.009	0.015	0.000	0.008	0.014	0.028	0.003	0.002	0.000

MAGNESIOCARBONATITOS INTRUSIVOS												
Amostra	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115
Referência	b1_carb1	b1_carb2	b1_carb3	b1_carb4	b1_carb5	b1_carb6	b1_carb7	b1_carb8	b1_carb9	b1_carb10	b3_carb1	b3_carb2
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO^T	3.016	2.980	3.269	3.239	3.243	3.260	3.401	3.154	3.314	3.524	3.408	3.574
MnO	0.599	0.538	0.610	0.667	0.582	0.565	0.622	0.566	0.594	0.678	0.679	0.638
MgO	18.564	18.677	18.746	18.915	18.520	18.746	18.830	18.871	18.668	19.003	19.408	19.497
CaO	26.876	27.068	27.203	27.053	26.910	27.729	27.707	27.784	28.769	27.982	29.817	29.794
Na₂O	0.020	n.d.	0.029	n.d.	0.012	0.003	0.025	0.013	0.019	0.007	n.d.	n.d.
SrO	0.554	0.478	0.514	0.477	0.554	0.506	0.507	0.527	0.549	0.483	0.543	0.596
BaO	0.005	0.032	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.029	n.d.
Total	49.634	49.773	50.371	50.351	49.821	50.809	51.092	50.915	51.913	51.677	53.884	54.099
Número de íões na base de 6 oxigénios												
Fe²⁺	0.077	0.076	0.084	0.083	0.083	0.084	0.088	0.081	0.086	0.091	0.090	0.094
Mn	0.015	0.014	0.016	0.017	0.015	0.015	0.016	0.015	0.016	0.018	0.018	0.017
Mg	0.841	0.847	0.855	0.862	0.841	0.858	0.864	0.864	0.863	0.876	0.911	0.917
Ca	0.875	0.882	0.891	0.886	0.878	0.912	0.913	0.914	0.955	0.927	1.006	1.007
Na	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.000	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000
Sr	0.010	0.008	0.009	0.008	0.010	0.009	0.009	0.009	0.010	0.009	0.010	0.011
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	1.820	1.828	1.856	1.856	1.827	1.877	1.892	1.884	1.931	1.921	2.035	2.046
Termos finais												
%FeCO₃	4.214	4.148	4.506	4.460	4.521	4.458	4.628	4.300	4.451	4.744	4.409	4.608
%MnCO₃	0.848	0.758	0.852	0.930	0.822	0.782	0.857	0.782	0.808	0.924	0.890	0.833
%MgCO₃	46.249	46.345	46.066	46.432	46.034	45.699	45.687	45.869	44.699	45.609	44.769	44.814
%CaCO₃	48.116	48.267	48.039	47.723	48.068	48.577	48.309	48.531	49.502	48.261	49.427	49.212
%Na₂CO₃	0.032	0.000	0.046	0.000	0.019	0.005	0.039	0.021	0.030	0.011	0.000	0.000
%SrCO₃	0.537	0.461	0.491	0.455	0.536	0.480	0.478	0.498	0.511	0.451	0.487	0.533
%BaCO₃	0.003	0.021	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.018	0.000

MAGNESIOCARBONATITOS INTRUSIVOS (cont.)												
Amostra	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-115	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117
Referência	b3_carb3	b3_carb4	b3_carb5	b3_carb6	b3_carb7	b3_carb8	b3_carb9	b3_carb10	b1_carb1	b1_carb2	b1_carb3	b1_carb4
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO^T	3.138	3.407	3.584	3.103	3.488	3.577	3.404	3.351	3.894	2.432	3.419	2.427
MnO	0.646	0.696	0.647	0.629	0.682	0.651	0.629	0.622	0.728	0.620	0.676	0.660
MgO	19.880	19.362	19.387	19.631	19.280	19.538	19.329	19.232	18.794	19.564	19.046	19.643
CaO	29.371	29.795	29.921	29.778	29.659	29.654	29.570	29.615	29.187	29.464	29.366	29.402
Na₂O	0.016	0.010	0.015	n.d.	0.006	0.009	0.002	0.001	0.001	n.d.	n.d.	0.009
SrO	0.552	0.625	0.533	0.544	0.487	0.543	0.618	0.544	0.573	0.502	0.527	0.520
BaO	n.d.	0.061	0.022	0.024	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.053	n.d.	n.d.	n.d.
Total	53.603	53.956	54.109	53.709	53.602	53.972	53.552	53.365	53.230	52.582	53.034	52.661
Número de íões na base de 6 oxigénios												
Fe²⁺	0.082	0.090	0.095	0.082	0.092	0.094	0.089	0.088	0.102	0.063	0.089	0.063
Mn	0.017	0.019	0.017	0.017	0.018	0.017	0.017	0.017	0.019	0.016	0.018	0.017
Mg	0.930	0.910	0.912	0.919	0.903	0.918	0.905	0.899	0.879	0.907	0.888	0.911
Ca	0.987	1.006	1.012	1.002	0.998	1.001	0.995	0.995	0.981	0.981	0.984	0.980
Na	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
Sr	0.010	0.011	0.010	0.010	0.009	0.010	0.011	0.010	0.010	0.009	0.010	0.009
Ba	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Total	2.027	2.037	2.046	2.030	2.020	2.041	2.017	2.008	1.993	1.976	1.989	1.981
Termos finais												
%FeCO₃	4.061	4.409	4.622	4.015	4.536	4.618	4.431	4.375	5.127	3.198	4.496	3.187
%MnCO₃	0.847	0.912	0.845	0.824	0.898	0.851	0.829	0.823	0.971	0.826	0.900	0.878
%MgCO₃	45.871	44.669	44.579	45.289	44.701	44.976	44.861	44.768	44.114	45.872	44.651	45.985
%CaCO₃	48.701	49.397	49.441	49.368	49.416	49.055	49.318	49.540	49.231	49.646	49.473	49.463
%Na₂CO₃	0.024	0.015	0.022	0.000	0.009	0.013	0.003	0.002	0.002	0.000	0.000	0.014
%SrCO₃	0.495	0.561	0.477	0.488	0.439	0.486	0.558	0.493	0.523	0.458	0.481	0.473
%BaCO₃	0.000	0.037	0.013	0.015	0.000	0.000	0.000	0.000	0.033	0.000	0.000	0.000

MAGNESIOCARBONATITOS INTRUSIVOS (cont.)												
Amostra	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117	CY-117
Referência	b1_carb5	b1_carb6	b1_carb7	b1_carb8	b1_carb9	b1_carb10	b1_carb11	b1_carb12	b1_carb13	b1_carb15	b1_carb16	b1_carb17
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO^T	3.731	3.669	3.878	3.889	2.419	3.795	4.146	3.956	3.832	4.499	3.663	3.584
MnO	0.674	0.715	0.710	0.723	0.625	0.654	0.751	0.671	0.705	0.727	0.670	0.635
MgO	18.653	18.700	18.732	18.823	19.782	18.994	18.774	18.712	18.883	18.545	19.121	19.028
CaO	29.258	29.296	28.966	29.144	29.261	29.071	29.119	29.285	28.848	28.950	29.020	29.078
Na₂O	0.002	0.003	0.010	n.d.	0.030	n.d.	0.009	0.009	0.025	n.d.	0.013	n.d.
SrO	0.496	0.545	0.577	0.549	0.495	0.460	0.472	0.545	0.462	0.453	0.518	0.494
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.002	n.d.	0.016	n.d.	0.042	n.d.	0.005	0.005
Total	52.814	52.928	52.873	53.129	52.614	52.974	53.287	53.178	52.797	53.174	53.010	52.824
Número de íões na base de 6 oxigénios												
Fe²⁺	0.098	0.096	0.101	0.102	0.063	0.099	0.109	0.104	0.100	0.118	0.096	0.094
Mn	0.018	0.019	0.019	0.019	0.016	0.017	0.020	0.018	0.019	0.019	0.018	0.017
Mg	0.869	0.872	0.874	0.879	0.916	0.886	0.879	0.875	0.880	0.868	0.892	0.886
Ca	0.980	0.982	0.971	0.979	0.974	0.974	0.979	0.984	0.966	0.974	0.972	0.973
Na	0.000	0.000	0.001	0.000	0.002	0.000	0.001	0.001	0.002	0.000	0.001	0.000
Sr	0.009	0.010	0.010	0.010	0.009	0.008	0.009	0.010	0.008	0.008	0.009	0.009
Ba	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Total	1.973	1.979	1.976	1.989	1.981	1.985	1.996	1.991	1.974	1.987	1.988	1.978
Termos finais												
%FeCO₃	4.942	4.850	5.135	5.124	3.175	5.001	5.453	5.212	5.073	5.943	4.820	4.731
%MnCO₃	0.904	0.957	0.952	0.965	0.831	0.873	1.000	0.895	0.945	0.973	0.893	0.849
%MgCO₃	44.047	44.072	44.224	44.214	46.291	44.625	44.024	43.951	44.566	43.675	44.862	44.784
%CaCO₃	49.649	49.617	49.143	49.195	49.206	49.081	49.069	49.430	48.927	48.995	48.929	49.180
%Na₂CO₃	0.003	0.005	0.015	0.000	0.046	0.000	0.014	0.014	0.038	0.000	0.020	0.000
%SrCO₃	0.456	0.500	0.530	0.502	0.451	0.420	0.430	0.498	0.424	0.415	0.473	0.452
%BaCO₃	0.000	0.000	0.000	0.001	0.001	0.000	0.010	0.000	0.026	0.000	0.003	0.003

CALCIOCARBONATITOS EXTRUSIVOS												
Amostra	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95
Referência	carb1	carb2	carb3	carb4	carb5	carb6	carb7	carb8	carb9	carb10	carb11	carb12
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO^T	0.073	0.034	0.005	0.071	0.060	0.218	0.159	0.479	0.412	0.055	0.570	0.027
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	1.164	1.200	1.020	0.849	0.972	0.326	0.613	0.863	0.369	0.535	0.772	1.022
CaO	53.765	53.081	53.305	53.714	53.681	51.860	51.834	50.965	50.957	51.679	51.388	53.614
Na₂O	0.009	0.045	0.039	0.016	0.002	0.052	0.046	0.016	0.104	0.087	0.033	0.001
SrO	0.135	0.058	0.144	0.048	0.086	0.988	0.595	0.099	0.811	0.830	0.294	0.136
BaO	0.029	0.004	n.d.	0.236	0.016	0.916	0.240	2.015	0.659	0.656	1.057	0.011
Total	55.175	54.422	54.513	54.934	54.817	54.360	53.487	54.437	53.312	53.842	54.114	54.811
Número de iões na base de 6 oxigénios												
Fe²⁺	0.002	0.001	0.000	0.002	0.002	0.006	0.004	0.013	0.011	0.002	0.016	0.001
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.057	0.059	0.050	0.042	0.048	0.016	0.030	0.043	0.018	0.026	0.038	0.050
Ca	1.900	1.862	1.873	1.897	1.891	1.833	1.810	1.804	1.782	1.815	1.809	1.889
Na	0.001	0.003	0.002	0.001	0.000	0.003	0.003	0.001	0.007	0.006	0.002	0.000
Sr	0.003	0.001	0.003	0.001	0.002	0.019	0.011	0.002	0.015	0.016	0.006	0.003
Ba	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.012	0.003	0.026	0.008	0.008	0.014	0.000
Total	1.963	1.926	1.928	1.945	1.943	1.890	1.862	1.889	1.842	1.872	1.884	1.943
Termos finais												
%FeCO₃	0.103	0.048	0.007	0.101	0.085	0.319	0.233	0.701	0.612	0.081	0.832	0.038
%MnCO₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
%MgCO₃	2.917	3.044	2.588	2.145	2.453	0.850	1.602	2.251	0.977	1.399	2.009	2.579
%CaCO₃	96.815	96.773	97.198	97.524	97.363	97.115	97.318	95.539	96.939	97.078	96.083	97.240
%Na₂CO₃	0.015	0.074	0.064	0.026	0.003	0.088	0.078	0.027	0.179	0.148	0.056	0.002
%SrCO₃	0.132	0.057	0.142	0.047	0.084	1.001	0.605	0.100	0.835	0.844	0.298	0.133
%BaCO₃	0.019	0.003	0.000	0.157	0.011	0.627	0.165	1.382	0.459	0.451	0.723	0.007

CALCIOCARBONATITOS EXTRUSIVOS (cont.)												
Amostra	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95
Referência	carb13	carb14	carb15	carb16	carb17	carb18	carb20	carb21	carb22	carb23	carb24	carb25
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO^T	0.026	0.049	0.015	0.322	0.369	0.813	0.002	0.010	0.060	0.014	0.504	1.166
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	1.115	0.751	1.080	0.308	1.270	1.591	1.178	0.969	1.275	1.188	0.440	0.602
CaO	53.379	52.309	53.242	51.839	50.933	49.575	53.407	53.147	52.256	53.404	52.016	50.728
Na₂O	0.013	0.137	0.039	0.146	0.048	0.025	0.021	0.027	0.041	0.033	0.127	0.083
SrO	0.253	1.025	0.166	1.472	0.342	0.315	0.088	0.312	0.273	0.419	0.723	0.678
BaO	0.011	0.389	n.d.	0.387	0.054	0.637	0.006	n.d.	0.121	0.013	0.508	0.924
Total	54.797	54.660	54.542	54.474	53.016	52.956	54.702	54.465	54.026	55.071	54.318	54.181
Número de íões na base de 6 oxigénios												
Fe²⁺	0.001	0.001	0.000	0.009	0.010	0.022	0.000	0.000	0.002	0.000	0.014	0.032
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.055	0.037	0.053	0.015	0.061	0.077	0.058	0.047	0.062	0.058	0.022	0.030
Ca	1.881	1.849	1.871	1.834	1.767	1.722	1.879	1.868	1.829	1.887	1.834	1.790
Na	0.001	0.009	0.002	0.009	0.003	0.002	0.001	0.002	0.003	0.002	0.008	0.005
Sr	0.005	0.020	0.003	0.028	0.006	0.006	0.002	0.006	0.005	0.008	0.014	0.013
Ba	0.000	0.005	0.000	0.005	0.001	0.008	0.000	0.000	0.002	0.000	0.007	0.012
Total	1.942	1.920	1.930	1.900	1.848	1.836	1.940	1.923	1.902	1.956	1.898	1.882
Termos finais												
%FeCO₃	0.037	0.071	0.021	0.469	0.541	1.201	0.003	0.014	0.086	0.020	0.732	1.709
%MnCO₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
%MgCO₃	2.816	1.928	2.738	0.800	3.320	4.189	2.974	2.465	3.267	2.988	1.140	1.573
%CaCO₃	96.870	96.487	97.012	96.734	95.673	93.804	96.898	97.167	96.225	96.520	96.839	95.253
%Na₂CO₃	0.021	0.229	0.064	0.247	0.082	0.043	0.034	0.045	0.068	0.054	0.214	0.141
%SrCO₃	0.248	1.023	0.164	1.487	0.348	0.323	0.086	0.309	0.272	0.410	0.728	0.689
%BaCO₃	0.007	0.262	0.000	0.264	0.037	0.441	0.004	0.000	0.081	0.009	0.346	0.635

CALCIOCARBONATITOS EXTRUSIVOS (cont.)												
Amostra	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95
Referência	carb26	carb27	carb28	carb29	carb30	carb31	carb32	carb33	carb34	carb35	carb38	carb39
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO^T	0.051	0.077	0.118	0.223	0.455	0.015	0.016	n.d.	0.004	0.036	0.138	0.231
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	1.020	0.329	0.982	1.056	0.306	0.660	0.649	1.456	0.499	0.613	0.996	0.211
CaO	53.093	52.502	53.123	51.403	51.218	53.956	54.302	52.926	54.529	53.807	52.733	52.278
Na₂O	0.057	0.065	0.005	0.013	0.073	0.014	n.d.	0.004	0.013	n.d.	0.017	0.094
SrO	0.546	0.840	0.068	n.d.	0.812	0.058	n.d.	0.361	n.d.	0.068	0.187	1.252
BaO	0.078	0.633	0.084	0.007	0.844	n.d.	0.027	0.001	n.d.	0.013	1.002	0.712
Total	54.845	54.446	54.380	52.702	53.708	54.703	54.994	54.748	55.045	54.537	55.073	54.778
Número de íões na base de 6 oxigénios												
Fe²⁺	0.001	0.002	0.003	0.006	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	0.004	0.006
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.050	0.016	0.048	0.051	0.015	0.032	0.032	0.071	0.025	0.030	0.049	0.010
Ca	1.874	1.855	1.865	1.777	1.799	1.900	1.917	1.863	1.927	1.892	1.870	1.856
Na	0.004	0.004	0.000	0.001	0.005	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.001	0.006
Sr	0.010	0.016	0.001	0.000	0.015	0.001	0.000	0.007	0.000	0.001	0.004	0.024
Ba	0.001	0.008	0.001	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.009
Total	1.940	1.901	1.919	1.834	1.858	1.935	1.950	1.941	1.952	1.925	1.941	1.912
Termos finais												
%FeCO₃	0.072	0.112	0.169	0.328	0.672	0.021	0.023	0.000	0.006	0.051	0.197	0.335
%MnCO₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
%MgCO₃	2.584	0.852	2.500	2.769	0.806	1.672	1.635	3.674	1.257	1.559	2.533	0.546
%CaCO₃	96.660	97.651	97.199	96.876	96.980	98.226	98.324	95.965	98.716	98.314	96.387	97.216
%Na₂CO₃	0.094	0.109	0.008	0.022	0.125	0.023	0.000	0.007	0.021	0.000	0.028	0.158
%SrCO₃	0.538	0.846	0.067	0.000	0.832	0.057	0.000	0.354	0.000	0.067	0.185	1.260
%BaCO₃	0.052	0.431	0.056	0.005	0.584	0.000	0.018	0.001	0.000	0.009	0.670	0.484

CALCIOCARBONATITOS EXTRUSIVOS (cont.)												
Amostra	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221
Referência	carb40	carb41	carb42	carb43	carb1	carb2	carb3	carb4	carb5	carb6	carb7	carb8
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO^T	0.526	1.351	0.027	0.058	0.116	0.483	0.359	0.116	0.444	0.018	0.379	0.460
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	0.351	0.775	0.868	0.515	0.361	0.398	0.521	0.226	0.396	0.146	0.454	0.559
CaO	51.601	54.216	54.289	54.672	53.178	50.793	52.677	53.032	52.903	52.972	51.884	51.483
Na₂O	0.092	0.022	0.011	0.015	0.250	0.533	0.065	0.205	0.140	0.182	0.222	0.173
SrO	1.019	n.d.	0.039	0.136	1.266	1.852	0.341	1.478	0.322	0.623	1.229	1.511
BaO	0.693	0.641	0.048	0.052	0.292	0.406	0.240	0.330	0.467	0.491	0.578	0.393
Total	54.282	57.005	55.282	55.448	55.463	54.465	54.203	55.387	54.672	54.432	54.746	54.579
Número de íões na base de 6 oxigénios												
Fe²⁺	0.014	0.038	0.001	0.002	0.003	0.013	0.010	0.003	0.012	0.000	0.010	0.013
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.017	0.039	0.043	0.025	0.018	0.020	0.025	0.011	0.019	0.007	0.022	0.028
Ca	1.822	1.958	1.921	1.940	1.896	1.799	1.851	1.891	1.869	1.870	1.840	1.822
Na	0.006	0.001	0.001	0.001	0.016	0.034	0.004	0.013	0.009	0.012	0.014	0.011
Sr	0.019	0.000	0.001	0.003	0.024	0.036	0.006	0.029	0.006	0.012	0.024	0.029
Ba	0.009	0.008	0.001	0.001	0.004	0.005	0.003	0.004	0.006	0.006	0.007	0.005
Total	1.888	2.044	1.967	1.971	1.961	1.907	1.900	1.952	1.922	1.907	1.918	1.908
Termos finais												
%FeCO₃	0.769	1.863	0.038	0.082	0.165	0.707	0.519	0.166	0.639	0.026	0.549	0.668
%MnCO₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
%MgCO₃	0.915	1.905	2.174	1.290	0.917	1.038	1.342	0.577	1.015	0.377	1.172	1.448
%CaCO₃	96.652	95.782	97.701	98.437	97.060	95.195	97.526	97.229	97.477	98.332	96.279	95.804
%Na₂CO₃	0.156	0.035	0.018	0.024	0.413	0.904	0.109	0.340	0.233	0.306	0.373	0.291
%SrCO₃	1.033	0.000	0.038	0.133	1.251	1.879	0.342	1.467	0.321	0.626	1.234	1.522
%BaCO₃	0.475	0.414	0.032	0.034	0.195	0.278	0.163	0.221	0.315	0.333	0.392	0.267

CALCIOCARBONATITOS EXTRUSIVOS (cont.)												
Amostra	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221
Referência	carb9	carb10	carb11	carb12	carb13	carb14	carb15	carb16	carb17	carb18	carb19	carb20
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO^T	0.861	1.026	1.418	0.765	0.141	0.013	0.204	0.148	0.135	0.109	0.099	0.072
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	0.599	0.839	0.716	0.634	0.290	0.110	0.243	0.294	0.312	0.299	0.340	0.263
CaO	51.683	50.179	51.402	49.825	52.905	51.883	52.020	52.815	50.990	53.448	53.149	53.517
Na₂O	0.196	0.134	0.206	0.161	0.146	0.203	0.205	0.128	0.115	0.096	0.107	0.077
SrO	0.450	0.620	0.762	0.685	0.779	0.959	1.064	0.915	1.013	0.895	0.788	0.982
BaO	0.463	1.409	0.358	0.736	0.333	1.390	0.821	0.270	0.285	0.247	0.230	0.248
Total	54.252	54.207	54.862	52.806	54.594	54.558	54.557	54.570	52.850	55.094	54.713	55.159
Número de íons na base de 6 oxigénios												
Fe²⁺	0.024	0.028	0.039	0.021	0.004	0.000	0.006	0.004	0.004	0.003	0.003	0.002
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.029	0.041	0.035	0.031	0.014	0.005	0.012	0.014	0.015	0.015	0.017	0.013
Ca	1.820	1.773	1.822	1.734	1.869	1.841	1.843	1.866	1.774	1.897	1.879	1.901
Na	0.012	0.009	0.013	0.010	0.009	0.013	0.013	0.008	0.007	0.006	0.007	0.005
Sr	0.009	0.012	0.015	0.013	0.015	0.018	0.020	0.017	0.019	0.017	0.015	0.019
Ba	0.006	0.018	0.005	0.009	0.004	0.018	0.011	0.003	0.004	0.003	0.003	0.003
Total	1.900	1.881	1.929	1.818	1.916	1.897	1.904	1.914	1.823	1.941	1.923	1.943
Termos finais												
%FeCO₃	1.250	1.508	2.041	1.146	0.203	0.019	0.297	0.214	0.202	0.156	0.142	0.103
%MnCO₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
%MgCO₃	1.550	2.198	1.837	1.694	0.746	0.287	0.631	0.757	0.830	0.762	0.871	0.670
%CaCO₃	96.103	94.464	94.777	95.652	97.802	97.420	97.090	97.716	97.521	97.871	97.868	97.961
%Na₂CO₃	0.330	0.228	0.344	0.280	0.244	0.345	0.346	0.214	0.199	0.159	0.178	0.128
%SrCO₃	0.453	0.632	0.760	0.712	0.779	0.975	1.075	0.916	1.049	0.887	0.785	0.973
%BaCO₃	0.315	0.970	0.241	0.517	0.225	0.955	0.560	0.183	0.199	0.165	0.155	0.166

CALCIOCARBONATITOS EXTRUSIVOS (cont.)										
Amostra	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221	CY-221
Referência	carb21	carb22	carb23	carb24	carb25	carb26	carb27	carb28	carb29	carb30
Sector	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo
Tipo	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
FeO^T	0.107	0.057	0.136	0.307	0.193	0.555	0.512	0.062	0.273	0.651
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	0.370	0.313	0.298	0.753	0.307	0.347	0.362	0.117	0.542	0.539
CaO	52.032	52.432	52.229	51.941	52.890	52.589	52.137	53.285	51.355	51.958
Na₂O	0.211	0.203	0.199	0.138	0.166	0.127	0.173	0.122	0.213	0.108
SrO	1.454	1.521	1.540	0.636	0.780	0.935	0.507	0.097	0.529	1.278
BaO	0.718	0.641	0.562	0.599	0.512	0.164	0.459	0.100	0.748	0.392
Total	54.892	55.167	54.964	54.374	54.848	54.717	54.150	53.783	53.660	54.926
Número de íões na base de 6 oxigénios										
Fe²⁺	0.003	0.002	0.004	0.008	0.005	0.015	0.014	0.002	0.007	0.018
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.018	0.016	0.015	0.037	0.015	0.017	0.018	0.006	0.026	0.027
Ca	1.849	1.868	1.857	1.831	1.874	1.861	1.835	1.864	1.800	1.844
Na	0.014	0.013	0.013	0.009	0.011	0.008	0.011	0.008	0.014	0.007
Sr	0.028	0.029	0.030	0.012	0.015	0.018	0.010	0.002	0.010	0.025
Ba	0.009	0.008	0.007	0.008	0.007	0.002	0.006	0.001	0.010	0.005
Total	1.921	1.936	1.925	1.905	1.927	1.921	1.893	1.883	1.867	1.926
Termos finais										
%FeCO₃	0.155	0.082	0.197	0.444	0.278	0.799	0.745	0.090	0.401	0.938
%MnCO₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
%MgCO₃	0.956	0.804	0.768	1.943	0.788	0.891	0.939	0.303	1.421	1.385
%CaCO₃	96.587	96.821	96.776	96.336	97.534	97.053	97.199	99.235	96.759	95.954
%Na₂CO₃	0.354	0.339	0.334	0.232	0.277	0.212	0.292	0.206	0.363	0.180
%SrCO₃	1.461	1.520	1.544	0.638	0.778	0.934	0.512	0.098	0.539	1.277
%BaCO₃	0.487	0.433	0.381	0.406	0.345	0.111	0.313	0.068	0.515	0.265

IV.3. Análises químicas elementares de rocha total

IV.3.1. Unidade Inferior

Amostra Litologia	CY-4 NM	CY-7 NM	CY-8 NM	CY-9 NM	CY-11 NM	CY-19 N	CY-21 NM	CY-25 NM	CY-82 B	CY-83 B	CY-162 B	CY-165 FD
Elementos maiores (wt.%)												
SiO ₂	37.10	37.30	36.54	34.57	36.64	39.06	37.34	38.08	40.17	40.54	41.74	37.49
TiO ₂	5.254	4.223	4.897	5.883	5.061	4.502	4.434	4.249	3.744	3.871	3.442	4.868
Al ₂ O ₃	11.52	10.52	10.61	11.40	9.70	13.79	11.48	10.19	10.61	10.73	12.88	11.75
Fe ₂ O ₃ [†]	14.93	14.48	15.84	17.84	17.24	12.00	14.69	12.92	11.72	11.88	11.47	13.86
MnO	0.184	0.203	0.196	0.208	0.177	0.215	0.207	0.168	0.173	0.171	0.186	0.224
MgO	7.24	8.61	8.32	7.24	9.84	5.76	7.21	12.18	14.25	14.14	9.17	7.56
CaO	14.51	14.78	14.47	13.30	15.46	10.74	13.88	12.13	11.92	11.93	10.37	12.45
Na ₂ O	2.00	3.03	2.60	3.22	2.20	4.69	3.48	3.83	3.61	3.46	4.77	3.39
K ₂ O	0.91	1.14	1.27	1.14	0.80	2.67	1.29	1.12	1.32	1.34	1.07	1.07
P ₂ O ₅	0.80	0.65	0.68	0.91	0.42	0.80	0.72	0.48	0.44	0.45	0.48	1.05
L.O.I.	5.32	4.32	3.95	3.67	2.95	4.33	5.59	3.42	1.37	1.60	5.21	6.32
F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	99.76	99.26	99.38	99.38	100.50	98.55	100.30	98.77	99.35	100.10	100.80	100.00
CO ₂	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Elementos traço (ppm)												
Sc	31.0	29.0	31.0	22.0	41.0	14.0	27.0	29.0	31.0	30.0	23.0	24.0
V	488	416	489	568	529	361	460	380	359	363	288	382
Cr	107	371	115	271	161	79	68	650	1010	1030	275	61
Co	51	66	66	72	73	39	56	61	59	60	44	48
Ni	110	220	130	150	160	110	120	270	330	340	120	110
Cu	90	150	120	80	80	30	170	80	70	80	50	90
Zn	260	220	240	290	240	240	230	200	180	190	170	250
Ga	26	23	24	26	23	25	25	21	20	20	20	24
Ge	1.6	1.4	1.5	1.5	1.5	1.4	1.4	1.3	1.4	1.3	1.3	1.4
Rb	25	22	22	26	13	60	32	17	34	54	28	38
Sr	781	1087	488	735	398	921	598	591	682	616	941	827
Y	35.9	33.5	33.7	35.8	24.4	41.0	34.1	21.7	21.7	21.9	23.9	43.1
Zr	317	297	273	291	197	399	277	262	231	231	980	433
Nb	63.4	63.9	56.7	74.5	37.8	115.0	63.1	62.2	49.7	50.1	68.7	105.0
Cs	0.3	0.2	0.4	0.4	n.d.	0.6	0.4	0.8	1.1	0.9	0.4	1.7
Ba	407	419	422	499	246	824	453	550	583	535	601	640
La	51.6	49.8	46.7	53.1	30.7	76.4	48.5	32.2	33.9	34.3	53.6	81.7
Ce	114.0	110.0	103.0	121.0	69.1	156.0	107.0	71.5	70.6	72.5	102.0	178.0
Pr	13.9	13.3	12.7	14.9	8.5	17.8	13.0	8.8	8.2	8.4	11.1	21.2
Nd	58.8	56.1	54.3	62.8	37.2	70.4	54.4	37.0	34.4	35.3	42.8	87.3
Sm	12.10	11.40	11.30	12.60	8.09	13.40	11.10	7.73	7.10	7.17	8.05	16.60
Eu	4.08	3.76	3.77	4.23	2.72	4.43	3.76	2.58	2.39	2.45	2.75	5.31
Gd	11.80	11.00	11.10	12.20	7.91	12.70	11.00	7.43	6.96	6.95	7.48	14.70
Tb	1.59	1.47	1.51	1.61	1.10	1.71	1.50	1.01	0.94	0.96	1.02	1.98
Dy	7.97	7.24	7.32	7.90	5.44	8.38	7.48	4.80	4.70	4.79	5.09	9.81
Ho	1.36	1.25	1.24	1.32	0.93	1.49	1.32	0.82	0.81	0.83	0.88	1.63
Er	3.36	3.15	3.12	3.25	2.24	3.76	3.21	2.01	2.06	2.03	2.18	4.05
Tm	0.433	0.422	0.409	0.422	0.293	0.521	0.437	0.264	0.272	0.272	0.294	0.520
Yb	2.49	2.38	2.40	2.37	1.69	3.03	2.51	1.56	1.59	1.60	1.73	3.05
Lu	0.326	0.329	0.313	0.322	0.222	0.395	0.332	0.203	0.213	0.214	0.232	0.417
Hf	8.0	7.5	7.5	7.2	6.1	8.4	7.1	7.0	5.6	5.8	16.3	10.1
Ta	4.68	4.47	4.01	5.82	2.67	7.32	4.40	4.32	3.43	3.59	4.96	7.30
Th	4.52	4.30	4.04	4.67	2.63	6.90	4.27	3.23	3.29	3.22	3.93	7.26
U	1.39	1.35	1.18	1.25	0.85	2.06	0.94	2.05	0.84	1.41	2.80	1.62
Mg#	53.13	58.16	55.11	48.68	57.16	54.70	53.43	68.78	73.97	73.56	66.79	56.04

Fe₂O₃[†] = Ferro total analisado; n.a. = Não analisado; n.d. = Não detectado

B = Basanita; FD = Foidito; N = Nefelinito; NM = Nefelinito melilítico

Amostra	CY-166	CY-173	CY-174	CY-254
Litologia	B	NM	NM	B
Elementos maiores (wt.%)				
SiO ₂	42.10	39.23	38.27	40.64
TiO ₂	4.820	4.453	5.033	3.804
Al ₂ O ₃	14.19	11.49	11.89	11.15
Fe ₂ O ₃ ^t	12.66	15.01	15.10	11.75
MnO	0.189	0.208	0.201	0.179
MgO	5.64	8.38	6.97	13.88
CaO	9.84	13.73	13.65	11.77
Na ₂ O	2.68	3.12	2.85	3.80
K ₂ O	2.18	1.15	1.40	1.40
P ₂ O ₅	0.90	0.63	0.76	0.43
L.O.I.	5.64	3.33	4.40	1.56
F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	100.80	100.70	100.50	100.40
CO ₂	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Elementos traço (ppm)				
Sc	22.0	30.0	26.0	31.0
V	382	431	488	366
Cr	38	228	50	796
Co	34	57	55	56
Ni	80	200	140	360
Cu	50	130	100	90
Zn	240	230	240	190
Ga	26	23	24	19
Ge	1.5	1.4	1.4	1.4
Rb	47	21	25	50
Sr	1079	1082	687	749
Y	41.8	34.7	34.6	21.4
Zr	471	309	292	246
Nb	92.2	70.5	67.1	51.9
Cs	0.6	0.2	0.3	1.3
Ba	606	475	514	575
La	69.9	57.6	58.7	36.7
Ce	149.0	124.0	125.0	74.7
Pr	17.6	14.6	14.9	8.6
Nd	72.8	59.6	62.7	34.9
Sm	14.60	11.90	12.50	6.97
Eu	4.68	3.90	4.17	2.38
Gd	13.50	11.30	11.90	6.83
Tb	1.81	1.55	1.58	0.95
Dy	9.08	7.58	7.85	4.61
Ho	1.57	1.31	1.33	0.80
Er	3.98	3.32	3.27	2.04
Tm	0.542	0.438	0.429	0.270
Yb	3.17	2.58	2.50	1.59
Lu	0.422	0.354	0.335	0.210
Hf	10.4	7.9	7.4	5.6
Ta	6.26	4.77	4.73	3.30
Th	6.17	4.75	5.19	3.22
U	2.48	1.41	1.23	0.80
Mg#	51.01	56.62	51.90	73.41

Fe₂O₃^t = Ferro total analisado; n.a. = Não analisado

B = Basanita; NM = Nefelinito melilitico

IV.3.2. Unidade Intermédia

Amostra Litologia	CY55 PX	CY245 PX	CY102 IJ	CY178 IJ	CY189 IJ	CY202 IJ	CY203 IJ	CY227 IJ	CY228 IJ	CY229 IJ	CY-64 SN (I)	CY-118 SN (I)
Elementos maiores (wt.%)												
SiO ₂	36.20	38.34	38.04	35.12	36.69	37.87	37.16	33.80	36.82	35.93	43.47	43.75
TiO ₂	5.528	5.368	4.110	2.885	2.732	4.793	4.561	5.402	4.241	4.396	1.561	0.908
Al ₂ O ₃	8.30	7.93	11.91	15.88	12.04	11.80	11.75	10.40	13.70	8.75	24.96	16.98
Fe ₂ O ₃ ^t	19.79	17.93	13.96	9.59	15.60	13.78	13.56	16.21	12.02	15.87	4.17	4.95
MnO	0.247	0.188	0.241	0.271	0.373	0.190	0.224	0.301	0.238	0.279	0.120	0.156
MgO	10.91	10.91	9.12	2.71	8.13	9.77	8.84	6.56	4.49	6.88	1.02	1.83
CaO	14.37	18.03	11.85	14.01	10.84	14.44	13.83	15.09	16.30	17.57	4.47	10.20
Na ₂ O	1.64	1.14	3.28	8.49	4.74	2.75	3.60	3.28	5.86	3.46	12.93	8.26
K ₂ O	0.95	0.43	3.88	2.65	2.23	1.97	2.86	2.43	1.56	1.84	4.47	3.83
P ₂ O ₅	0.07	0.04	0.79	1.44	0.62	0.53	0.87	2.03	1.69	2.41	0.18	1.06
L.O.I.	0.29	n.d.	1.56	5.44	4.72	1.20	1.47	2.79	2.17	1.93	1.70	7.31
F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	98.29	100.30	98.74	98.49	98.71	99.11	98.74	98.29	99.08	99.33	99.05	99.24
CO ₂	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Elementos traço (ppm)												
Sc	52.0	51.0	25.0	1.0	3.0	34.0	26.0	12.0	4.0	12.0	n.d.	n.d.
V	504	399	382	319	247	483	466	415	276	369	185	70
Cr	n.d.	14	263	n.d.	n.d.	235	171	78	13	6	n.d.	n.d.
Co	64	63	47	13	21	56	53	35	25	36	4	6
Ni	90	n.d.	110	40	n.d.	50	40	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	20
Cu	90	10	60	20	n.d.	30	60	40	20	20	10	20
Zn	180	210	220	200	240	190	200	280	200	230	100	140
Ga	20	22	24	20	31	20	20	21	23	22	37	24
Ge	1.5	1.7	1.5	1.4	1.5	1.5	1.4	1.6	1.6	1.8	0.8	0.8
Rb	9	9	171	70	60	43	74	95	33	52	87	117
Sr	388	246	596	1812	837	767	938	908	921	903	391	2235
Y	22.9	19.5	37.5	56.0	33.3	26.7	29.1	67.1	67.6	48.0	20.1	35.1
Zr	258	286	390	476	878	232	219	507	529	132	332	90
Nb	42.2	21.9	98.6	195.0	125.0	41.4	63.9	209.0	239.0	96.4	149.0	59.7
Cs	n.d.	n.d.	0.9	0.4	0.8	0.2	0.3	0.6	0.2	0.5	0.1	1.0
Ba	304	121	1478	414	414	602	1704	664	55	396	326	1296
La	47.9	31.0	59.1	113.0	37.7	43.3	75.4	102.0	89.8	99.2	29.9	78.3
Ce	104.0	73.2	139.0	229.0	97.5	94.0	142.0	257.0	247.0	230.0	73.2	168.0
Pr	12.3	9.9	17.9	27.8	13.4	11.6	16.0	34.8	35.2	29.2	9.2	19.8
Nd	50.2	43.7	73.2	104.0	58.2	48.9	60.8	146.0	149.0	121.0	35.2	74.0
Sm	9.63	9.06	14.10	18.80	12.40	9.47	10.70	28.40	29.30	22.20	6.68	12.50
Eu	3.22	3.05	4.72	6.28	4.11	3.18	3.55	9.27	9.70	7.18	2.37	3.98
Gd	8.31	7.76	12.00	16.90	10.70	8.08	8.76	23.80	24.70	17.90	6.06	10.80
Tb	1.18	1.10	1.77	2.41	1.61	1.22	1.28	3.43	3.50	2.48	0.91	1.47
Dy	5.72	5.08	8.50	12.30	7.82	5.92	6.23	16.30	16.60	11.70	4.61	7.21
Ho	0.94	0.77	1.41	2.10	1.27	1.00	1.06	2.68	2.75	1.87	0.78	1.26
Er	2.36	1.87	3.57	5.41	3.26	2.52	2.71	6.63	6.66	4.54	2.04	3.38
Tm	0.294	0.228	0.443	0.688	0.413	0.322	0.347	0.822	0.827	0.551	0.277	0.452
Yb	1.67	1.29	2.51	3.75	2.56	1.83	1.94	4.43	4.51	3.13	1.70	2.73
Lu	0.223	0.177	0.333	0.521	0.387	0.243	0.254	0.557	0.588	0.436	0.251	0.366
Hf	8.5	10.1	8.4	10.4	15.4	6.4	5.7	12.5	10.6	3.0	7.4	1.6
Ta	2.46	2.39	7.44	12.40	11.60	3.73	4.57	19.70	24.50	9.01	6.12	4.99
Th	2.21	2.09	4.84	3.74	4.30	1.96	2.93	6.31	4.71	7.96	1.89	1.44
U	0.75	0.46	1.14	1.92	5.99	0.56	1.16	1.45	0.98	1.62	0.48	0.49
Mg#	55.35	57.77	62.17	43.22	56.73	62.37	60.38	48.61	48.45	50.33	41.22	49.90

Fe₂O₃^t = Ferro total analisado; n.a. = Não analisado; n.d. = Não detectado

IJ = Ijolito s.l.; PX = Piroxenito; SN(I) = Sienito nefelínico (Grupo I)

Amostra	CY-148	CY-154	CY-158	CY-190	CY-191	CY-192	CY-33	CY-35	CY-39	CY-48	CY-52	CY-69
Litologia	SN (I)	SN (I)	SN (I)	SN (I)	SN (I)	SC (I)	SN (II)	SN (II)	SN (II)	SC (II)	SN (II)	S (II)
Elementos maiores (wt.%)												
SiO ₂	41.72	45.02	40.13	45.92	35.19	51.62	53.00	46.69	51.66	52.51	49.26	62.73
TiO ₂	1.462	1.292	1.317	0.593	0.480	0.238	0.385	0.305	0.730	0.394	0.766	0.342
Al ₂ O ₃	21.57	21.38	18.34	17.42	14.84	20.07	20.62	17.79	19.19	16.93	20.34	17.46
Fe ₂ O ₃ [†]	5.26	5.72	6.31	4.02	3.91	2.09	4.12	7.90	5.61	7.47	5.38	3.45
MnO	0.189	0.201	0.208	0.107	0.152	0.099	0.135	0.303	0.190	0.374	0.208	0.512
MgO	1.60	1.49	2.26	1.75	1.54	1.27	0.39	2.56	0.50	0.20	0.51	0.08
CaO	8.35	7.13	9.66	9.06	16.01	3.89	2.94	7.14	4.31	4.68	3.73	1.03
Na ₂ O	10.51	9.66	8.69	9.11	8.25	9.00	8.33	8.22	8.10	8.55	9.44	10.69
K ₂ O	3.87	4.75	2.93	3.77	2.48	3.51	7.12	3.25	6.36	5.66	6.48	2.73
P ₂ O ₅	0.80	0.39	0.88	0.98	2.14	0.76	0.07	0.22	0.17	0.17	0.14	0.02
L.O.I.	3.97	3.44	7.99	5.39	13.04	6.23	2.38	5.26	3.68	3.60	3.44	1.12
F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	99.31	100.50	98.72	98.13	98.04	98.78	99.50	99.62	100.50	100.50	99.70	100.20
CO ₂	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Elementos traço (ppm)												
Sc	1.0	2.0	3.0	n.d.	n.d.	2.0	n.d.	4.0	n.d.	3.0	n.d.	7.0
V	189	179	237	54	111	64	118	277	164	136	127	25
Cr	n.d.	n.d.	6	n.d.	6	n.d.	n.d.	7	n.d.	n.d.	5	n.d.
Co	4	7	6	4	3	2	3	7	3	2	3	1
Ni	30	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cu	20	10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	130	100	120	90	80	70	80	140	120	200	150	150
Ga	37	31	25	35	21	41	33	61	38	54	37	114
Ge	1.1	1.1	1.3	1.0	0.9	1.1	0.7	1.7	1.0	1.1	0.8	1.1
Rb	90	125	40	65	79	82	207	107	211	210	219	155
Sr	1187	1347	2638	1913	2574	1664	1181	844	1295	1604	1385	731
Y	31.4	21.3	26.6	38.3	58.3	46.5	6.5	12.2	10.1	19.0	10.0	180.0
Zr	608	508	670	1070	45	2090	232	1130	472	2640	398	6820
Nb	199.0	130.0	162.0	54.2	21.9	36.6	41.6	17.4	89.8	783.0	93.2	549.0
Cs	0.4	0.4	0.4	0.4	0.8	1.0	2.4	1.1	2.4	4.2	1.4	1.8
Ba	245	1815	247	1202	848	1305	2200	686	2084	424	1919	120
La	57.9	41.2	47.3	69.6	116.0	54.1	12.6	36.7	18.2	10.2	15.4	215.0
Ce	142.0	92.9	110.0	149.0	245.0	120.0	27.2	63.9	39.5	20.0	35.0	368.0
Pr	17.9	11.0	13.6	17.8	28.6	15.3	3.1	6.4	4.6	2.1	4.2	36.3
Nd	67.6	41.7	53.9	69.7	111.0	64.3	11.2	20.8	16.1	7.1	14.9	115.0
Sm	12.20	7.28	9.58	12.00	18.80	13.60	1.97	3.19	2.83	1.30	2.92	21.30
Eu	4.03	2.35	3.24	3.88	6.15	4.74	0.68	1.03	1.00	0.49	1.05	7.63
Gd	10.80	5.92	7.74	9.77	15.40	12.10	1.78	2.76	2.66	1.49	2.65	22.20
Tb	1.49	0.88	1.14	1.44	2.24	1.91	0.27	0.40	0.39	0.31	0.42	3.89
Dy	7.29	4.56	5.72	7.27	11.20	9.76	1.38	2.13	2.06	2.40	2.18	23.40
Ho	1.21	0.76	0.96	1.30	1.94	1.64	0.23	0.40	0.36	0.58	0.37	4.80
Er	3.13	2.16	2.59	3.54	5.30	4.22	0.69	1.25	0.99	2.18	1.03	15.20
Tm	0.405	0.301	0.356	0.479	0.713	0.538	0.120	0.230	0.147	0.462	0.156	2.400
Yb	2.54	2.03	2.39	2.88	4.24	3.13	1.02	2.16	1.19	3.88	1.35	15.70
Lu	0.391	0.354	0.410	0.407	0.620	0.412	0.191	0.491	0.241	0.722	0.270	2.000
Hf	11.5	9.4	11.2	16.8	0.5	30.0	4.5	16.7	8.4	37.5	7.5	73.9
Ta	9.70	5.01	6.90	6.92	1.69	3.12	1.03	0.20	1.98	4.16	2.17	4.87
Th	3.32	1.87	3.83	3.65	4.98	7.83	1.03	2.95	2.16	1.80	0.50	13.30
U	0.71	0.50	0.87	2.31	1.05	2.95	0.40	0.75	0.80	3.82	0.28	15.30
Mg#	45.03	41.24	49.11	53.97	51.48	63.56	21.38	46.61	20.37	7.13	21.41	6.25

Fe₂O₃[†] = Ferro total analisado; n.a. = Não analisado; n.d. = Não detectado

S(II) = Sienito (eudialítico) (Grupo II); SC(I) e SC(II) = Sienito cancrínico (Grupos I e II); SN(I) e SN (II) = Sienito nefelínico (Grupos I e II)

Amostra Litologia	CY-101 SN (II)	CY-103 SN (II)	CY-140 SN (II)	CY-179 SN (II)	CY-180 SC (II)	CY-23 CCI	CY-56 CCI	CY-116 CCI	CY-139 CCI	CY-142 CCI	CY-144 CCI	CY-145 CCI
Elementos maiores (wt.%)												
SiO ₂	51.27	55.67	50.74	54.65	53.23	0.42	0.09	11.92	0.29	2.03	1.49	0.92
TiO ₂	0.663	0.358	0.623	0.332	0.352	0.027	n.d.	0.913	n.d.	n.d.	0.621	n.d.
Al ₂ O ₃	23.34	20.13	20.74	20.76	19.36	0.12	0.03	4.37	0.09	0.52	0.33	0.27
Fe ₂ O ₃ ^t	3.16	4.02	4.36	4.64	4.48	0.71	0.26	4.93	1.88	1.38	13.50	0.86
MnO	0.085	0.199	0.130	0.143	0.225	0.500	0.269	0.251	0.528	0.461	0.310	0.352
MgO	0.92	0.17	0.94	0.27	0.27	0.30	0.10	2.31	2.07	0.27	0.13	0.18
CaO	1.53	1.06	4.07	1.45	2.42	53.09	54.64	38.84	51.01	52.11	45.15	52.91
Na ₂ O	8.86	8.21	7.37	9.24	9.65	0.06	0.04	1.36	0.07	0.32	0.15	0.09
K ₂ O	7.50	8.13	7.25	7.48	6.82	0.08	n.d.	1.82	0.01	n.d.	0.12	0.12
P ₂ O ₅	0.10	0.04	0.17	0.03	0.05	0.46	n.d.	4.33	0.37	0.05	1.18	0.12
L.O.I.	1.08	1.08	3.91	1.72	3.74	42.13	43.14	27.23	42.68	41.70	34.93	42.63
F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.08	n.d.	0.55	0.14	0.04	0.12	0.04
Total	98.49	99.05	100.30	100.70	100.60	97.90	98.58	98.27	99.01	98.85	97.91	98.45
CO ₂	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	44.40	45.30	26.90	42.60	41.70	35.00	42.30
Elementos traço (ppm)												
Sc	n.d.	3.0	1.0	n.d.	1.0	0.4	0.1	0.3	2.0	0.3	0.1	0.4
V	75	78	162	127	83	n.d.	n.d.	100	52	17	543	10
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Co	2	2	3	2	2	n.d.	n.d.	4	n.d.	2	8	n.d.
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cu	n.d.	n.d.	20	n.d.	n.d.	n.d.	20	n.d.	10	10	n.d.	10
Zn	80	170	100	90	230	n.d.	n.d.	150	n.d.	n.d.	220	n.d.
Ga	27	57	44	41	52	4	3	13	5	5	13	3
Ge	0.6	1.0	1.0	1.1	1.2	n.d.	n.d.	0.8	0.7	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	154	222	203	238	204	7	n.d.	94	n.d.	1	8	4
Sr	886	486	1124	526	1118	a.l.d.	a.l.d.	5955	3174	7835	8869	8563
Y	3.3	26.3	10.4	7.2	28.9	115.0	121.0	117.0	112.0	89.3	93.0	100.0
Zr	247	1640	485	561	1470	n.d.	n.d.	160	55	n.d.	40	n.d.
Nb	57.4	191.0	108.0	72.2	164.0	1.8	0.4	46.6	6.3	2.5	6.0	6.0
Cs	1.6	1.7	0.8	1.3	3.4	n.d.	n.d.	0.9	n.d.	n.d.	0.1	n.d.
Ba	2113	485	1762	791	631	1016	531	1062	1427	763	454	459
La	8.7	14.9	18.6	9.4	23.9	386.0	354.0	324.0	675.0	285.0	281.0	259.0
Ce	17.7	36.6	42.3	22.0	50.3	671.0	615.0	640.0	1340.0	496.0	483.0	458.0
Pr	1.9	3.5	5.2	2.6	5.1	66.1	60.4	71.6	133.0	48.7	47.9	45.0
Nd	6.6	13.2	19.0	9.3	17.5	227.0	209.0	282.0	452.0	163.0	163.0	155.0
Sm	1.03	2.76	3.46	1.72	3.04	32.20	30.60	45.80	61.10	24.40	25.60	24.20
Eu	0.42	0.97	1.18	0.59	1.11	10.20	9.54	14.20	16.50	7.31	7.87	7.57
Gd	0.85	2.68	3.07	1.50	2.71	25.80	24.80	36.10	38.10	18.50	20.50	19.60
Tb	0.12	0.53	0.44	0.24	0.55	3.94	3.83	5.21	4.47	2.78	3.13	3.23
Dy	0.62	3.49	2.30	1.38	3.76	21.20	21.00	25.50	21.20	15.20	16.70	17.70
Ho	0.11	0.79	0.37	0.26	0.86	3.96	3.98	4.56	3.87	2.94	3.10	3.36
Er	0.32	2.99	1.03	0.79	3.04	11.50	11.50	11.80	12.50	9.09	8.88	10.20
Tm	0.050	0.576	0.155	0.144	0.565	1.630	1.600	1.490	2.120	1.390	1.260	1.560
Yb	0.31	4.06	1.15	1.27	4.11	10.20	9.69	8.44	16.80	8.86	7.63	9.97
Lu	0.044	0.641	0.211	0.263	0.629	1.470	1.380	1.140	2.770	1.270	1.030	1.390
Hf	3.7	19.2	9.3	9.0	17.5	0.2	0.2	2.3	0.6	0.2	0.6	0.2
Ta	3.18	2.23	3.03	1.41	1.89	n.d.	n.d.	1.05	n.d.	n.d.	n.d.	0.08
Th	1.92	50.50	1.11	3.12	25.10	0.20	n.d.	5.13	28.10	1.86	1.60	10.80
U	1.33	22.60	0.43	5.95	11.00	0.13	0.02	0.71	1.93	1.15	0.49	3.25
Mg#	45.61	10.83	38.24	14.34	14.77	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.

Fe₂O₃^t = Ferro total analisado; n.a. = Não analisado; n.d. = Não detectado; n.c. = Não calculado; a.l.d. = Acima do limite de detecção

CCI = Calciocarbonatito intrusivo; SN(II) = Sienito nefelínico (Grupo II)

Amostra Litologia	CY-156 CCI	CY-157 CCI	CY-160 CCI	CY-161 CCI	CY-236 CCI	CY-237 CCI	CY-250 CCI	CY-110 MCI	CY-111 MCI	CY-112 MCI	CY-113 MCI	CY-114 MCI
Elementos maiores (wt.%)												
SiO ₂	5.80	0.36	0.17	16.90	1.53	0.95	0.16	1.47	1.58	0.48	0.59	0.52
TiO ₂	0.049	0.005	0.005	0.223	0.243	0.109	n.d.	0.013	0.154	0.008	0.142	0.015
Al ₂ O ₃	0.32	0.19	0.06	4.85	0.40	0.25	0.05	0.14	0.32	0.06	0.16	0.10
Fe ₂ O ₃ ^t	2.79	2.10	1.54	4.48	3.24	2.21	1.06	4.03	8.11	4.03	7.23	3.60
MnO	0.236	0.874	0.386	0.233	2.038	0.488	0.547	0.584	0.612	0.556	0.456	0.479
MgO	0.51	3.80	5.06	0.70	3.73	0.55	0.13	16.44	16.78	17.57	15.53	16.28
CaO	48.48	46.08	47.66	37.81	46.31	52.05	55.42	30.66	28.88	30.50	30.73	31.41
Na ₂ O	0.89	0.09	0.07	2.00	0.14	0.08	0.06	0.08	0.15	0.09	0.11	0.12
K ₂ O	0.06	0.05	n.d.	1.19	0.19	0.20	n.d.	0.08	0.22	0.03	0.08	0.06
P ₂ O ₅	0.38	0.08	0.05	1.67	0.32	n.d.	0.12	3.89	3.25	2.42	5.20	4.91
L.O.I.	38.09	42.31	43.74	28.09	40.28	40.42	42.69	40.97	38.10	42.82	37.79	40.17
F	0.08	0.23	0.12	0.18	0.24	0.17	0.07	0.35	0.23	0.18	0.37	0.34
Total	97.60	95.94	98.75	98.16	98.42	97.30	100.30	98.35	98.17	98.57	98.03	97.66
CO ₂	38.10	42.00	43.20	26.50	42.20	42.90	3.14	43.10	40.80	44.70	39.70	41.90
Elementos traço (ppm)												
Sc	0.3	0.3	0.5	0.2	0.5	1.0	0.2	2.0	3.1	2.5	1.6	2.8
V	125	44	49	178	58	27	20	9	59	11	75	10
Cr	n.d.	n.d.	5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Co	n.d.	n.d.	n.d.	5	n.d.	1	2	5	17	5	10	3
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cu	n.d.	10	n.d.	20	10	10	10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	50	660	40	60	500	770	40	40	80	40	80	30
Ga	5	13	6	15	7	14	6	4	6	3	5	4
Ge	n.d.	1.5	0.9	0.8	n.d.	1.7	0.8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	9	1	n.d.	38	32	22	n.d.	4	8	1	3	2
Sr	a.l.d.	a.l.d.	2151	9152	2489	2637	4274	4959	6076	4885	3829	4866
Y	62.5	145.0	105.0	67.6	81.9	207.0	126.0	67.4	55.7	57.6	68.2	83.4
Zr	316	61	169	553	101	59	15	71	76	41	15	178
Nb	4.5	6.5	18.5	41.7	96.2	9.9	6.2	5.6	37.6	2.4	11.8	3.3
Cs	0.1	n.d.	n.d.	0.4	0.3	0.1	n.d.	n.d.	0.1	n.d.	n.d.	n.d.
Ba	568	5803	3511	1274	639	6851	3004	75	70	114	85	97
La	196.0	1380.0	685.0	203.0	111.0	697.0	457.0	159.0	148.0	125.0	142.0	191.0
Ce	314.0	2560.0	1420.0	342.0	167.0	1190.0	491.0	397.0	373.0	309.0	366.0	486.0
Pr	29.8	263.0	148.0	33.8	13.6	215.0	99.4	51.5	48.8	40.3	49.0	64.7
Nd	98.4	935.0	545.0	117.0	41.2	691.0	356.0	225.0	211.0	172.0	218.0	283.0
Sm	14.70	135.00	78.60	18.70	7.13	97.60	53.10	40.60	38.20	31.90	40.80	51.90
Eu	4.51	38.80	22.20	5.81	2.62	29.60	16.20	12.30	11.40	9.67	12.30	15.70
Gd	12.20	92.30	52.10	15.30	6.50	75.80	41.10	30.60	27.60	24.50	31.20	38.60
Tb	1.93	9.82	5.97	2.33	1.46	9.66	4.86	4.06	3.65	3.30	4.10	5.16
Dy	10.40	38.90	24.00	12.50	9.82	48.30	24.30	17.80	15.70	14.80	17.80	22.30
Ho	2.01	6.04	3.76	2.32	2.10	7.31	4.07	2.76	2.38	2.37	2.80	3.42
Er	5.99	14.60	10.10	6.71	7.43	17.50	10.30	6.27	5.20	5.53	6.38	7.94
Tm	0.867	1.690	1.350	0.959	1.220	1.960	1.170	0.699	0.589	0.665	0.723	0.894
Yb	5.06	9.07	7.62	5.71	8.28	9.74	6.12	3.51	2.84	3.48	3.59	4.37
Lu	0.695	1.060	0.930	0.804	1.180	0.963	0.638	0.423	0.332	0.436	0.414	0.513
Hf	4.2	0.9	1.6	8.7	1.2	1.0	0.5	1.0	1.1	0.6	0.4	2.1
Ta	n.d.	n.d.	0.06	0.49	n.d.	n.d.	n.d.	2.86	22.50	0.24	1.92	0.24
Th	0.97	8.47	32.10	6.19	10.80	14.70	3.93	4.12	3.07	3.06	3.44	5.79
U	0.35	3.60	8.61	1.08	13.70	0.89	0.60	4.19	24.30	0.59	2.65	0.93
Mg#	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.

Fe₂O₃^t = Ferro total analisado; **n.d.** = Não detectado; **n.c.** = Não calculado; **a.l.d.** = Acima do limite de detecção

CCI = Calciocarbonatito intrusivo; **MCI** = Magnesiocarbonatito intrusivo

Amostra Litologia	CY-115 MCI	CY-117 MCI
Elementos maiores (wt.%)		
SiO ₂	0.83	1.32
TiO ₂	0.085	0.021
Al ₂ O ₃	0.22	0.16
Fe ₂ O ₃ ^t	5.25	4.64
MnO	0.612	0.606
MgO	16.16	16.17
CaO	30.16	30.89
Na ₂ O	0.09	0.20
K ₂ O	0.15	0.09
P ₂ O ₅	3.54	4.61
L.O.I.	40.61	39.09
F	0.28	0.39
Total	97.70	97.79
CO ₂	42.50	40.30
Elementos traço (ppm)		
Sc	2.8	3.4
V	26	13
Cr	n.d.	n.d.
Co	7	7
Ni	n.d.	n.d.
Cu	n.d.	n.d.
Zn	60	40
Ga	5	4
Ge	n.d.	n.d.
Rb	4	3
Sr	5330	5337
Y	75.7	68.1
Zr	19	33
Nb	15.5	120.0
Cs	n.d.	n.d.
Ba	401	85
La	160.0	183.0
Ce	400.0	460.0
Pr	51.7	60.5
Nd	220.0	261.0
Sm	38.90	47.70
Eu	11.60	14.10
Gd	29.80	35.30
Tb	4.08	4.54
Dy	18.10	19.50
Ho	2.93	2.94
Er	7.06	6.45
Tm	0.809	0.692
Yb	4.07	3.32
Lu	0.496	0.382
Hf	0.3	0.9
Ta	3.38	19.60
Th	13.50	5.32
U	6.79	10.80
Mg#	n.c.	n.c.
Fe ₂ O ₃ ^t = Ferro total analisado; n.d. = Não detectado; n.c. = Não calculado		
MCI = Magnesiocarbonatito intrusivo		

IV.3.3. Unidade Superior

Amostra Litologia	CY-31 N	CY-32 N	CY-45 T	CY-61 T	CY-98 B	CY-99 N	CY-124 N	CY-176 NM	CY-199 FT	CY-200 FT	CY-247 N	CY-15 NF
Elementos maiores (wt.%)												
SiO ₂	38.08	42.31	42.05	42.82	39.32	39.51	43.80	39.34	44.71	44.66	38.81	44.90
TiO ₂	4.255	3.765	3.429	3.329	3.945	3.754	2.726	4.572	2.551	2.625	3.836	1.506
Al ₂ O ₃	13.03	14.39	14.93	15.51	11.81	12.72	15.40	12.45	14.97	15.06	11.08	17.74
Fe ₂ O ₃ ^t	12.99	11.87	11.20	10.92	12.74	11.81	10.12	13.45	9.69	9.87	12.70	6.92
MnO	0.215	0.204	0.201	0.201	0.205	0.197	0.192	0.217	0.187	0.188	0.182	0.273
MgO	6.44	5.76	5.54	5.23	9.59	9.11	6.69	9.64	7.47	7.47	12.89	1.44
CaO	12.91	11.66	10.75	10.63	13.07	12.55	9.55	12.59	8.83	8.99	13.09	9.03
Na ₂ O	5.06	5.80	3.98	4.64	3.79	4.18	5.92	2.93	5.97	5.97	4.47	7.04
K ₂ O	1.21	0.92	1.71	2.04	1.33	1.57	2.49	1.75	2.88	2.98	2.01	4.07
P ₂ O ₅	1.10	0.64	0.59	0.59	0.64	0.68	0.56	0.67	0.49	0.49	0.55	0.53
L.O.I.	3.47	1.79	4.41	3.74	2.65	3.46	2.45	2.07	1.28	1.02	0.64	6.64
F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	98.77	99.11	98.80	99.66	99.08	99.53	99.90	99.67	99.02	99.33	100.30	100.10
CO ₂	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Elementos traço (ppm)												
Sc	18.0	23.0	21.0	21.0	27.0	24.0	17.0	30.0	18.0	18.0	31.0	2.0
V	416	388	313	314	386	376	284	430	221	259	384	174
Cr	28	87	92	76	268	206	185	198	204	197	465	n.d.
Co	41	38	35	34	53	45	34	49	36	36	81	9
Ni	80	80	80	70	160	150	170	180	170	170	170	n.d.
Cu	70	80	60	60	70	70	50	80	50	50	120	n.d.
Zn	220	210	200	200	210	190	160	210	160	170	190	190
Ga	24	28	28	29	24	23	23	21	25	24	19	30
Ge	1.5	1.5	1.5	1.4	1.5	1.4	1.2	1.4	1.2	1.3	1.4	1.2
Rb	40	25	63	114	16	21	36	42	51	52	42	105
Sr	1423	973	1201	1375	793	1784	989	1012	841	873	726	2705
Y	35.4	32.7	31.1	30.7	31.3	29.9	24.5	30.2	24.4	25.5	22.6	39.7
Zr	313	347	351	347	302	279	326	256	354	342	214	549
Nb	80.3	87.7	83.3	79.5	73.7	79.6	72.2	68.8	74.9	74.5	66.5	130.0
Cs	0.6	0.9	1.0	0.9	0.6	1.1	1.0	0.4	1.1	0.9	0.3	1.9
Ba	916	650	1593	1659	602	712	1089	799	877	972	593	2250
La	69.7	64.2	63.6	63.7	55.2	57.9	56.2	62.4	47.9	49.7	44.4	139.0
Ce	147.0	132.0	126.0	126.0	119.0	123.0	113.0	126.0	98.2	102.0	92.9	232.0
Pr	17.0	14.7	13.9	13.9	14.0	14.2	12.4	14.6	10.8	11.2	10.8	23.1
Nd	67.9	58.0	54.7	52.6	57.0	55.8	46.9	58.1	41.5	43.7	42.3	78.4
Sm	12.50	10.60	9.76	9.71	10.50	10.40	8.43	10.90	7.57	7.91	8.27	11.90
Eu	4.03	3.49	3.33	3.28	3.46	3.38	2.83	3.58	2.51	2.65	2.70	3.69
Gd	11.50	9.94	9.40	9.13	10.10	9.72	7.85	10.10	7.03	7.29	7.05	8.63
Tb	1.52	1.38	1.26	1.24	1.32	1.28	1.10	1.34	1.00	1.03	1.00	1.35
Dy	7.51	6.84	6.30	6.19	6.39	6.29	5.56	6.58	5.00	5.25	5.05	7.37
Ho	1.28	1.18	1.12	1.10	1.13	1.08	0.97	1.13	0.89	0.94	0.83	1.33
Er	3.27	3.06	2.94	2.88	2.91	2.74	2.52	2.91	2.37	2.44	2.10	3.75
Tm	0.432	0.421	0.400	0.396	0.384	0.365	0.349	0.372	0.330	0.344	0.255	0.527
Yb	2.44	2.43	2.35	2.35	2.21	2.10	2.06	2.17	2.04	2.08	1.44	3.31
Lu	0.342	0.333	0.320	0.325	0.297	0.276	0.293	0.297	0.286	0.290	0.189	0.472
Hf	7.4	7.8	7.8	7.7	7.5	6.9	6.9	6.9	7.4	7.2	5.4	9.4
Ta	6.04	5.37	4.96	4.69	5.70	5.87	4.11	5.08	3.70	3.85	4.09	5.42
Th	4.82	6.41	6.49	6.47	4.66	4.55	6.54	4.06	7.14	7.01	3.23	12.80
U	2.56	1.41	1.81	1.62	1.23	1.00	1.60	0.93	1.74	1.51	0.84	3.21
Mg#	53.68	54.97	55.44	54.65	63.76	65.99	62.45	62.62	66.76	66.35	70.35	35.92

Fe₂O₃^t = Ferro total analisado; n.a. = Não analisado; n.d. = Não detectado

B = Basanita; FT = Fonotefrito; N = Nefelinito; NF = Nefelinito fonolítico; NM = Nefelinito melilitico; T = Tefrito

Amostra Litologia	CY-81 NF	CY-138 NF	CY-205 NF	CY-215 NF	CY-264 NF	CY-13 F	CY-27 F	CY-30 F	CY-80 F	CY-105 F	CY-123 F	CY-168 F
Elementos maiores (wt.%)												
SiO ₂	44.78	45.18	46.65	46.02	41.84	47.97	50.41	49.59	54.41	52.25	51.38	50.80
TiO ₂	1.697	1.294	1.982	2.166	1.409	0.874	0.404	0.776	0.339	0.433	0.379	0.353
Al ₂ O ₃	17.36	17.94	18.51	17.96	15.76	20.88	21.46	19.17	22.20	20.28	20.90	21.90
Fe ₂ O ₃ [†]	7.19	5.99	7.56	8.09	6.69	4.41	3.40	4.75	2.77	3.67	3.25	3.39
MnO	0.261	0.222	0.192	0.201	0.297	0.140	0.199	0.260	0.210	0.179	0.136	0.194
MgO	2.18	2.52	2.30	2.69	1.39	1.41	0.95	0.72	0.13	0.83	0.25	0.45
CaO	8.82	7.61	6.86	7.50	10.32	3.43	2.87	6.25	0.98	1.88	1.99	1.68
Na ₂ O	5.86	6.11	7.97	9.14	8.05	10.49	10.28	8.04	11.42	9.59	11.66	11.26
K ₂ O	4.89	4.90	3.74	4.03	5.07	4.63	6.99	5.84	6.33	6.54	6.33	6.37
P ₂ O ₅	0.74	0.57	0.50	0.54	0.71	0.16	0.17	0.34	0.06	0.09	0.07	0.04
L.O.I.	6.97	8.06	3.90	1.41	7.82	4.65	3.23	5.14	1.25	4.01	3.73	3.15
F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Total	100.80	100.40	100.20	99.75	99.37	99.02	100.30	100.90	100.10	99.76	100.10	99.57
CO ₂	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Elementos traço (ppm)												
Sc	2.0	2.0	5.0	6.0	2.0	5.0	1.0	1.0	2.0	1.0	n.d.	n.d.
V	181	142	212	228	150	119	63	101	49	69	74	74
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	42	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Co	10	7	22	26	11	8	1	4	n.d.	1	1	1
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cu	n.d.	n.d.	20	40	n.d.	10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Zn	190	170	180	190	210	150	140	170	150	150	130	150
Ga	24	28	30	29	28	30	33	29	41	40	35	37
Ge	1.3	1.3	1.2	1.2	1.2	1.0	1.0	1.3	1.3	1.1	1.0	1.1
Rb	126	172	46	66	177	142	205	170	224	216	180	210
Sr	1749	2123	1056	1313	3280	665	1012	2098	482	552	573	747
Y	37.9	32.2	28.5	30.6	47.7	14.6	21.7	36.4	21.4	18.0	12.6	19.7
Zr	569	583	452	440	642	614	682	669	885	945	878	733
Nb	116.0	105.0	106.0	105.0	132.0	104.0	95.6	131.0	128.0	148.0	148.0	101.0
Cs	1.8	1.8	1.4	1.3	1.5	1.9	1.9	1.8	2.6	2.2	2.5	2.3
Ba	1517	939	1696	1636	2407	1148	2095	1861	254	850	927	655
La	104.0	74.1	77.7	79.9	194.0	35.1	59.6	133.0	49.5	36.3	30.7	42.1
Ce	186.0	144.0	147.0	153.0	332.0	62.4	99.4	222.0	83.5	66.2	54.1	72.3
Pr	19.6	15.6	15.6	16.2	32.3	6.4	8.9	21.8	7.4	6.6	5.3	6.6
Nd	70.9	56.3	53.8	55.8	105.0	22.4	27.5	70.0	22.3	21.7	17.6	20.8
Sm	11.30	9.37	8.86	9.31	15.00	3.71	4.11	9.82	3.34	3.45	2.79	3.30
Eu	3.75	3.10	2.81	2.98	4.70	1.24	1.35	3.18	1.14	1.17	0.93	1.09
Gd	9.10	7.10	6.91	7.32	11.10	2.99	2.96	7.15	2.60	2.87	2.22	2.40
Tb	1.38	1.12	1.03	1.11	1.60	0.47	0.56	1.17	0.50	0.52	0.37	0.48
Dy	7.23	6.12	5.53	5.72	8.74	2.66	3.51	6.44	3.12	3.09	2.18	3.08
Ho	1.32	1.12	0.97	1.03	1.61	0.49	0.71	1.23	0.66	0.61	0.43	0.64
Er	3.70	3.16	2.65	2.80	4.27	1.48	2.27	3.57	2.23	1.88	1.31	2.09
Tm	0.518	0.447	0.381	0.391	0.589	0.219	0.362	0.506	0.385	0.306	0.211	0.349
Yb	3.18	2.80	2.33	2.41	3.68	1.43	2.44	3.18	2.64	2.12	1.45	2.51
Lu	0.446	0.411	0.330	0.339	0.516	0.217	0.382	0.468	0.413	0.312	0.217	0.385
Hf	9.7	9.8	7.9	7.9	10.7	9.8	10.4	11.0	14.6	13.8	13.0	10.9
Ta	5.75	4.54	4.61	4.90	5.57	3.33	2.43	4.79	3.03	3.52	4.11	1.77
Th	9.53	10.50	8.91	8.91	10.00	10.40	11.80	11.80	17.90	17.50	14.40	18.80
U	3.33	3.28	1.28	1.81	5.16	2.60	1.74	4.02	6.17	3.81	4.11	5.86
Mg#	44.96	53.12	45.04	47.25	35.89	47.86	44.51	30.34	11.90	39.38	18.09	27.61

Fe₂O₃[†] = Ferro total analisado; n.a. = Não analisado; n.d. = Não detectado

F = Fonólito; NF = Nefelinito fonolítico

Amostra Litologia	CY-182 F	CY-188 F	CY-193 F	CY-197 F	CY-198 F	CY-234 F	CY-252 F	CY-258 F	CY-259 F	CY-265 F	CY-95 CCE	CY-219 CCE
Elementos maiores (wt.%)												
SiO ₂	49.57	53.46	47.79	47.22	46.44	51.88	52.91	51.95	52.72	51.91	2.03	0.78
TiO ₂	0.400	0.408	0.394	0.883	0.884	0.439	0.379	0.512	0.464	0.394	0.183	0.174
Al ₂ O ₃	21.05	21.79	20.19	18.51	18.48	20.09	20.16	18.28	19.43	21.87	0.82	0.23
Fe ₂ O ₃ ^t	3.33	3.43	3.36	5.15	5.09	3.67	3.79	4.63	4.07	3.41	5.06	5.73
MnO	0.186	0.201	0.160	0.190	0.189	0.182	0.231	0.128	0.209	0.201	0.964	1.217
MgO	1.34	0.23	0.31	0.91	1.02	0.54	1.01	1.24	0.52	0.27	1.00	1.12
CaO	1.57	1.98	3.42	6.30	6.45	2.25	1.59	1.51	1.34	1.76	50.04	48.06
Na ₂ O	7.65	10.65	12.03	9.83	9.43	9.53	8.38	6.92	9.47	10.03	0.20	0.43
K ₂ O	6.29	6.34	5.65	4.91	4.81	6.49	7.30	4.90	4.83	7.14	0.13	0.03
P ₂ O ₅	0.03	0.06	0.17	0.55	0.48	0.10	0.04	0.06	0.06	0.05	0.90	1.08
L.O.I.	8.71	2.07	5.68	4.56	6.08	3.95	4.58	9.02	7.06	2.54	37.21	37.24
F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	1.10	0.70
Total	100.10	100.60	99.16	99.01	99.35	99.11	100.40	99.16	100.20	99.56	98.53	96.10
CO ₂	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	39.20	38.80
Elementos traço (ppm)												
Sc	n.d.	n.d.	n.d.	1.0	1.0	1.0	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.4	0.8
V	40	72	89	126	109	70	68	73	74	66	205	188
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Co	2	2	1	5	5	1	1	1	3	2	n.d.	n.d.
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cu	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10	10
Zn	150	150	160	160	160	180	210	110	150	160	290	390
Ga	34	38	33	37	35	42	43	32	34	35	10	11
Ge	0.9	1.3	0.9	1.1	1.1	1.2	1.1	0.9	1.0	1.0	0.9	1.1
Rb	154	198	175	145	155	213	246	59	92	224	5	4
Sr	750	876	1017	959	1225	837	868	2307	2523	1292	6596	7961
Y	19.0	22.5	16.1	28.0	27.3	19.0	26.1	22.5	25.9	21.3	157.0	199.0
Zr	779	787	689	807	778	954	755	544	730	725	99	108
Nb	120.0	111.0	114.0	138.0	133.0	150.0	107.0	124.0	138.0	102.0	140.0	113.0
Cs	2.6	2.6	2.3	2.3	2.2	1.7	2.3	2.2	2.9	2.0	0.3	0.1
Ba	1192	1132	1451	1010	1011	882	625	1712	1794	1806	10330	6019
La	37.8	64.2	42.6	64.3	61.5	41.6	66.6	88.0	91.8	65.0	531.0	363.0
Ce	69.6	101.0	73.8	123.0	118.0	77.2	105.0	113.0	116.0	110.0	507.0	636.0
Pr	6.6	9.0	7.3	13.1	12.4	7.6	8.8	8.1	8.1	9.6	94.9	119.0
Nd	21.3	27.1	24.8	46.2	44.3	24.1	24.6	21.0	20.4	28.4	311.0	391.0
Sm	3.36	3.90	3.77	7.63	7.28	3.96	3.71	2.81	2.73	4.14	46.40	58.80
Eu	1.14	1.28	1.20	2.51	2.44	1.30	1.26	1.01	0.95	1.34	15.00	18.60
Gd	2.73	2.80	2.85	6.01	5.59	3.10	2.99	2.50	2.31	3.17	38.00	50.00
Tb	0.49	0.53	0.48	0.97	0.95	0.52	0.58	0.48	0.48	0.57	5.11	6.88
Dy	3.06	3.36	2.74	5.32	5.11	3.17	3.79	3.15	3.26	3.41	28.10	36.30
Ho	0.65	0.71	0.53	0.97	0.95	0.63	0.80	0.67	0.73	0.68	5.01	6.62
Er	2.06	2.32	1.59	2.79	2.71	1.92	2.58	2.24	2.65	2.12	13.60	17.90
Tm	0.339	0.387	0.242	0.393	0.394	0.305	0.445	0.379	0.469	0.341	1.810	2.440
Yb	2.41	2.70	1.56	2.50	2.45	2.10	3.01	2.68	3.33	2.36	11.00	15.00
Lu	0.360	0.421	0.238	0.379	0.352	0.322	0.449	0.397	0.509	0.348	1.530	2.100
Hf	11.8	12.2	10.3	12.5	11.4	14.0	11.0	9.3	10.1	10.9	1.4	2.4
Ta	3.19	2.44	2.56	4.59	4.56	3.30	1.35	1.72	1.69	2.30	0.62	n.d.
Th	12.90	18.00	12.40	14.60	13.90	17.20	17.20	18.30	19.40	11.00	25.30	35.00
U	1.31	6.15	3.38	2.87	2.53	5.48	5.85	1.49	7.23	3.27	4.07	5.24
Mg#	53.63	16.15	20.93	33.67	36.54	29.71	43.35	43.49	26.84	18.53	n.c.	n.c.

Fe₂O₃^t = Ferro total analisado; n.a. = Não analisado; n.d. = Não detectado; n.c. = Não calculado

CCE = Calcicarbonatito extrusivo; F = Fonólito

Amostra Litologia	CY-221 CCE	CY-222 CCE	CY-225 CCE	CY-226 CCE	CY-231 CCE	CY-238 CCE	CY-241 CCE	CY-246 CCE
Elementos maiores (wt.%)								
SiO ₂	1.11	0.56	1.20	10.88	3.23	0.85	1.21	1.39
TiO ₂	0.316	0.198	0.236	0.539	0.279	0.166	0.159	0.156
Al ₂ O ₃	0.40	0.25	0.40	2.88	1.31	0.40	0.38	0.64
Fe ₂ O ₃ ^t	9.76	6.38	7.24	10.96	7.51	5.04	4.51	3.31
MnO	1.929	1.337	1.466	1.930	1.464	1.015	0.949	0.832
MgO	1.52	1.06	1.16	2.00	0.84	0.54	0.72	0.84
CaO	48.22	50.96	46.98	33.92	44.88	50.04	51.79	49.55
Na ₂ O	0.40	0.21	0.45	0.46	0.26	0.13	0.16	0.07
K ₂ O	0.12	0.08	0.09	0.09	0.18	0.07	0.13	0.09
P ₂ O ₅	2.21	0.98	1.19	0.72	1.86	1.09	1.02	0.39
L.O.I.	34.08	37.97	36.65	31.39	38.12	37.14	37.78	42.44
F	0.45	0.46	0.82	n.a.	1.14	0.77	0.84	0.13
Total	100.00	99.98	97.07	95.77	99.94	96.48	98.81	99.70
CO ₂	36.10	38.40	36.90	n.a.	33.90	38.90	39.30	41.90
Elementos traço (ppm)								
Sc	0.6	0.6	0.8	3.0	0.5	0.4	0.3	1.0
V	333	157	262	197	170	210	177	76
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Co	2	n.d.	1	6	1	n.d.	1	n.d.
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cu	10	10	10	20	n.d.	10	10	10
Zn	580	340	460	370	430	340	300	200
Ga	16	11	13	24	15	10	10	10
Ge	1.3	1.1	1.3	2.3	1.4	1.1	0.9	0.7
Rb	8	2	7	9	20	8	12	12
Sr	6811	4799	8434	8044	7999	6671	5600	3008
Y	294.0	193.0	222.0	283.0	197.0	159.0	175.0	132.0
Zr	143	74	113	278	121	66	68	53
Nb	186.0	147.0	108.0	92.8	102.0	143.0	145.0	75.3
Cs	0.3	n.d.	0.2	0.2	2.6	0.2	0.5	0.3
Ba	9200	5634	3834	5707	12140	11460	16130	431
La	722.0	511.0	416.0	1080.0	421.0	327.0	417.0	506.0
Ce	1370.0	920.0	725.0	1860.0	734.0	586.0	759.0	746.0
Pr	170.0	122.0	138.0	213.0	136.0	103.0	94.7	88.9
Nd	571.0	405.0	458.0	655.0	439.0	341.0	310.0	264.0
Sm	87.00	61.50	68.20	101.00	66.10	50.50	45.40	34.50
Eu	27.80	19.90	22.50	30.10	21.30	16.20	15.10	10.90
Gd	76.00	54.70	57.00	76.70	54.00	41.10	40.30	28.20
Tb	10.20	7.15	7.88	11.50	7.32	5.50	5.18	3.85
Dy	51.50	36.20	41.30	56.80	37.80	29.20	28.20	21.20
Ho	9.11	6.50	7.26	10.30	6.50	5.04	5.48	4.00
Er	26.10	17.60	19.50	27.20	17.20	13.60	15.90	11.50
Tm	3.880	2.440	2.580	3.410	2.210	1.750	2.240	1.570
Yb	24.20	14.50	15.20	19.80	13.00	10.50	13.30	9.74
Lu	3.270	1.970	2.060	2.610	1.730	1.440	1.790	1.370
Hf	2.5	1.5	2.2	4.3	1.8	1.2	1.1	1.0
Ta	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.51	0.16
Th	56.00	34.40	36.60	50.40	35.90	26.70	24.70	20.20
U	8.09	2.50	5.67	7.54	3.13	3.65	2.47	2.41
Mg#	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.	n.c.

Fe₂O₃^t = Ferro total analisado; **n.a.** = Não analisado; **n.d.** = Não detectado; **n.c.** = Não calculado
CCE = Calciocarbonatito extrusivo

IV.4. Análises isotópicas de Sr, Nd e Pb

Os resultados de Sr e Nd apresentados para as amostras BR-15 e BR-23 são de Doucelance et al. (2010) e foram obtidos no âmbito do projecto PLINT, o mesmo que também subsidiou a presente Tese. Os valores que se encontram entre parênteses correspondem aos erros padrão e referem-se aos últimos algarismos significativos. Os valores de $\Delta 6/4$, $\Delta 7/4$ e $\Delta 8/4$ representam o desvio em relação à NHRL definida por Hart et al. (1984).

	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$\Delta 6/4$	$\Delta 7/4$	$\Delta 8/4$
<i>Unidade Inferior</i>								
Rochas máficas								
CY-8	0.703315 (6)	0.512911 (5)	20.017 (1)	15.620 (1)	39.194 (4)	38.11	-4.13	-63.42
CY-11	0.703326 (6)	0.512906 (3)	20.251 (2)	15.645 (2)	39.364 (5)	37.92	-4.11	-74.70
CY-19	0.703315 (6)	0.512903 (5)	19.873 (2)	15.616 (1)	39.153 (4)	27.07	-2.93	-50.06
CY-25	0.703183 (6)	0.512909 (3)	19.634 (2)	15.607 (1)	39.084 (4)	11.57	-1.25	-28.06
CY-82	0.703251 (6)	0.512898 (5)	19.792 (2)	15.611 (2)	39.190 (5)	23.30	-2.53	-36.64
CY-165	0.703402 (7)	0.512915 (5)	19.847 (1)	15.615 (1)	39.131 (3)	24.91	-2.70	-49.18
CY-174	0.703274 (7)	0.512905 (4)	20.020 (1)	15.613 (1)	39.205 (3)	44.74	-4.85	-62.63
<i>Unidade Intermédia</i>								
Sienitos nefelínicos								
CY-39	0.703370 (7)	0.512905 (6)	19.905 (1)	15.631 (5)	39.224 (4)	16.76	-1.82	-46.74
CY-148	0.703354 (7)	0.512912 (8)	19.937 (2)	15.630 (2)	39.216 (5)	20.80	-2.25	-51.47
CY-154	0.703348 (7)	0.512910 (4)	19.947 (2)	15.631 (2)	39.213 (4)	21.02	-2.28	-53.09
CY-179	0.703370 (7)	0.512913 (3)	19.988 (2)	15.639 (2)	39.266 (5)	17.53	-1.90	-52.67
Calciocarbonatitos intrusivos								
BR-15	0.703340 (12)	0.512908 (7)	19.761 (1)	15.623 (1)	39.073 (3)	9.58	-1.04	-44.41
BR-23	0.703356 (8)	0.512911 (6)	19.828 (2)	15.615 (2)	39.144 (9)	23.68	-2.57	-45.48
Magnesiocarbonatitos intrusivos								
CY-114	0.703401 (7)	0.512897 (5)	20.004 (2)	15.630 (2)	39.268 (5)	27.46	-2.98	-54.35
CY-115	0.703346 (6)	0.512893 (3)	20.147 (1)	15.647 (5)	39.282 (4)	25.83	-2.80	-70.28
CY-117	0.703396 (7)	0.512899 (4)	20.040 (1)	15.633 (1)	39.247 (3)	27.63	-3.00	-60.84
<i>Unidade Superior</i>								
Rochas máficas								
CY-31	0.703631 (8)	0.512783 (5)	19.464 (1)	15.589 (1)	39.154 (4)	11.07	-1.20	-0.47
CY-32	0.703701 (7)	0.512776 (4)	19.254 (2)	15.568 (1)	39.038 (3)	9.38	-1.02	13.29
CY-99	0.703621 (8)	0.512795 (6)	19.556 (1)	15.587 (1)	39.133 (4)	22.40	-2.43	-13.71
CY-200	0.703631 (6)	0.512788 (6)	19.430 (1)	15.588 (1)	39.134 (3)	8.81	-0.96	1.59
Rochas félsicas								
CY-27	0.703602 (6)	0.512807 (6)	19.433 (1)	15.594 (1)	39.144 (3)	3.03	-0.33	2.23
CY-80	0.703654 (7)	0.512790 (13)	19.359 (2)	15.584 (2)	39.115 (4)	4.88	-0.53	8.24
CY-138	0.703662 (7)	0.512801 (7)	19.622 (1)	15.596 (1)	39.226 (2)	20.03	-2.17	-12.46
CY-188	0.703668 (8)	0.512783 (4)	19.257 (1)	15.570 (1)	39.037 (3)	8.03	-0.87	12.78
CY-193	0.703582 (6)	0.512800 (6)	19.555 (3)	15.593 (3)	39.175 (8)	16.16	-1.75	-9.41
CY-197	0.703571 (7)	0.512806 (4)	19.655 (2)	15.598 (2)	39.209 (7)	21.43	-2.32	-17.99
CY-215	0.703682 (6)	0.512767 (6)	19.393 (1)	15.578 (1)	39.102 (4)	14.04	-1.52	2.89
Calciocarbonatitos extrusivos								
CY-95	0.703595 (6)	0.512792 (5)	19.657 (2)	15.602 (1)	39.250 (4)	18.48	-2.00	-14.18
CY-222	0.703557 (7)	0.512816 (8)	19.677 (1)	15.596 (1)	39.243 (4)	25.61	-2.78	-17.36
CY-238	0.703580 (6)	0.512801 (6)	19.660 (1)	15.603 (1)	39.258 (3)	17.69	-1.92	-13.82

IV.5. Análises isotópicas de gases nobres (He, Ne, Ar, Kr e Xe)

Nas tabelas que se seguem encontram-se as concentração (em ccSTP/g) e razões isotópicas de He, Ne, Ar, Kr e Xe obtidas para as amostras de olivina provenientes das lavas máficas que afloram nas Unidade Inferior e Superior. e de apatite e calcite separadas de rochas carbonatíticas da Unidade Intermédia. O erro analítico corresponde a 1 σ .

Amostra	^3He (10^{-14})	^4He (10^{-9})	R/Ra	$\pm 1\sigma$	$^4\text{He}/^3\text{He}$	$\pm 1\sigma$	^{22}Ne (10^{-12})	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$\pm 1\sigma$	$^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$\pm 1\sigma$
Unidade Inferior											
CY-7	19.45	19.80	7.10	0.64	101 785	9 181	1.89	9.82	0.08	0.0311	0.0010
CY-11 step1	4.21	2.28	13.35	2.04	54 134	8 293	0.76	9.84	0.07	0.0266	0.0011
CY-11 step2	1.30	0.82	11.46	4.33	63 040	23 803	0.26	9.99	0.17	0.0317	0.0021
CY-11 total	5.51	3.10	12.85	1.89	56 240	8 273	1.02	9.88	0.07	0.0279	0.0010
CY-25	8.87	6.04	10.61	2.21	68 070	14 142	0.75	9.94	0.11	0.0301	0.0014
CY-82	8.71	5.23	12.03	0.90	60 054	4 474	3.43	9.89	0.03	0.0289	0.0006
CY-83	6.98	4.87	10.35	0.66	69 779	4 435	12.22	9.83	0.02	0.0291	0.0004
Unidade Superior											
CY-98 ^a	5.01	3.89	9.32	0.30	77 513	2 495	18.66	9.82	0.05	0.0294	0.0003
CY-200 ^a	9.91	6.97	10.27	0.25	70 385	1 713	8.55	9.85	0.05	0.0293	0.0004
CY-247 ^a	147.48	96.66	11.02	0.04	65 541	238	27.02	9.99	0.05	0.0297	0.0003
Atmosfera					714 796			9.80		0.0290	

Amostra	^3He (10^{-14})	^4He (10^{-9})	R/Ra	$\pm 1\sigma$	$^4\text{He}/^3\text{He}$	$\pm 1\sigma$	^{22}Ne (10^{-12})	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$\pm 1\sigma$	$^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	$\pm 1\sigma$
Apatites											
CY-110	14.86	13.31	8.07	0.86	89 576	9 589	2.65	9.89	0.06	0.0290	0.0008
CY-111	3.97	7.15	4.01	0.73	180 308	32 701	3.14	9.79	0.05	0.0291	0.0006
CY-112	40.46	30.25	9.67	0.47	74 755	3 665	3.30	9.87	0.04	0.0295	0.0005
CY-113	14.72	12.32	8.63	0.70	83 724	6 832	8.85	9.86	0.03	0.0292	0.0005
CY-161	29.93	41.41	5.22	0.31	138 377	8 242	5.92	9.83	0.04	0.0291	0.0005
Calcites											
CY-23	10.72	10.47	7.40	0.74	97 612	9 814	22.92	9.81	0.03	0.0290	0.0005
CY-56	160.40	98.84	11.73	0.22	61 603	1 143	18.16	9.91	0.03	0.0300	0.0005
CY-116	105.87	71.59	10.69	0.38	67 621	2 388	25.10	9.95	0.03	0.0302	0.0005
CY-144	256.28	156.90	11.80	0.14	61 223	723	71.40	9.86	0.02	0.0296	0.0004
CY-156	92.16	57.32	11.62	0.26	62 203	1 403	33.21	9.79	0.02	0.0294	0.0004
CY-161	24.85	17.91	10.03	0.76	72 057	5 490	12.52	9.81	0.03	0.0294	0.0005
Atmosfera					714 796			9.80		0.0290	

Amostra	^{36}Ar (10^{-10})	$^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	$\pm 1\sigma$	$^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$	$\pm 1\sigma$
Apatites							
CY-110	0.44	0.1877	0.0004	418	13	2.46	0.32
CY-111	0.77	0.1879	0.0004	379	12	1.12	0.18
CY-112	0.76	0.1881	0.0004	371	12	5.25	0.89
CY-113	1.30	0.1884	0.0004	393	12	0.97	0.14
CY-161	1.30	0.1878	0.0004	352	11	5.64	1.17
Calcites							
CY-23	4.36	0.1876	0.0004	316	10	1.18	0.59
CY-56	4.33	0.1877	0.0005	577	18	0.81	0.08
CY-116	5.50	0.1882	0.0004	730	23	0.30	0.03
CY-144	15.09	0.1885	0.0004	610	19	0.33	0.03
CY-156	7.79	0.1885	0.0004	340	11	1.65	0.41
CY-161	3.30	0.1881	0.0004	421	13	0.43	0.06
Atmosfera		0.1885		298.6			

Amostra	^{84}Kr (10^{-12})	$^{78}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$	$\pm 1\sigma$	$^{80}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$	$\pm 1\sigma$	$^{82}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$	$\pm 1\sigma$	$^{83}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$	$\pm 1\sigma$	$^{86}\text{Kr}/^{84}\text{Kr}$	$\pm 1\sigma$
Apatites											
CY-110	1.33	0.0073	0.0009	0.0391	0.0010	0.2016	0.0014	0.2008	0.0033	0.3018	0.0023
CY-111	2.07	0.0069	0.0004	0.0401	0.0006	0.2045	0.0050	0.2009	0.0012	0.3056	0.0014
CY-112	2.12	0.0067	0.0003	0.0392	0.0005	0.2030	0.0013	0.2007	0.0012	0.3090	0.0013
CY-113	3.25	0.0065	0.0001	0.0401	0.0004	0.2015	0.0007	0.2013	0.0011	0.3049	0.0014
CY-161	3.33	0.0067	0.0002	0.0398	0.0003	0.2003	0.0011	0.2006	0.0014	0.3060	0.0015
Calcites											
CY-23	10.60	0.0061	0.0001	0.0398	0.0002	0.2021	0.0007	0.2012	0.0006	0.3045	0.0009
CY-56	12.00	0.0061	0.0001	0.0401	0.0006	0.2013	0.0005	0.2011	0.0005	0.3063	0.0008
CY-116	14.60	0.0062	0.0001	0.0398	0.0004	0.2016	0.0007	0.2008	0.0007	0.3064	0.0009
CY-144	63.60	0.0060	0.0001	0.0395	0.0003	0.2017	0.0006	0.2011	0.0005	0.3056	0.0008
CY-156	22.20	0.0060	0.0001	0.0397	0.0003	0.2013	0.0007	0.2009	0.0005	0.3052	0.0008
CY-161	9.43	0.0062	0.0002	0.0390	0.0003	0.2011	0.0008	0.2003	0.0009	0.3050	0.0010
Atmosfera		0.0061		0.0396		0.2022		0.2014		0.3052	

Amostra	^{130}Xe (10^{-14})	$^{124}\text{Xe}/^{130}\text{Xe} \pm 1\sigma$	$^{126}\text{Xe}/^{130}\text{Xe} \pm 1\sigma$	$^{128}\text{Xe}/^{130}\text{Xe} \pm 1\sigma$	$^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe} \pm 1\sigma$
Apatites					
CY-110	2.51	0.0273	0.0025	0.0209	0.0021
CY-111	2.81	0.0232	0.0015	0.0209	0.0016
CY-112	3.37	0.0206	0.0014	0.0221	0.0017
CY-113	3.92	0.0223	0.0015	0.0230	0.0014
CY-161	4.11	0.0197	0.0018	0.0189	0.0015
Calcites					
CY-23	7.84	0.0235	0.0014	0.0203	0.0012
CY-56	10.16	0.0225	0.0012	0.0214	0.0012
CY-116	14.70	0.0209	0.0012	0.0232	0.0015
CY-144	31.50	0.0233	0.0010	0.0218	0.0008
CY-156	17.50	0.0220	0.0012	0.0221	0.0011
CY-161	8.15	0.0204	0.0014	0.0209	0.0011
Atmosfera		0.0234		0.0218	
				0.4715	6.4960

Amostra	$^{131}\text{Xe}/^{130}\text{Xe} \pm 1\sigma$	$^{132}\text{Xe}/^{130}\text{Xe} \pm 1\sigma$	$^{134}\text{Xe}/^{130}\text{Xe} \pm 1\sigma$	$^{136}\text{Xe}/^{130}\text{Xe} \pm 1\sigma$
Apatites				
CY-110	5.2233	0.0674	6.6571	0.0855
CY-111	5.1963	0.0585	6.6031	0.0752
CY-112	5.1557	0.0645	6.5956	0.0803
CY-113	5.2276	0.0485	6.6412	0.0631
CY-161	5.2236	0.0624	6.5108	0.0751
Calcites				
CY-23	5.1840	0.0431	6.5732	0.0537
CY-56	5.1721	0.0491	6.6295	0.0588
CY-116	5.2204	0.0387	6.6563	0.0503
CY-144	5.1774	0.0295	6.5741	0.0462
CY-156	5.1442	0.0345	6.5743	0.0492
CY-161	5.1955	0.0535	6.6035	0.0747
Atmosfera	5.2130		6.6070	
			2.5630	2.1760

ANEXO V

COMPOSIÇÕES NORMATIVAS CIPW

V.1. Cálculo da norma

Para o cálculo da norma CIPW foi usado o programa SINCLAS, desenvolvido por Verma (2002). As razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ utilizadas dependem do tipo de rocha em questão e foram determinadas segundo as recomendações de Middlemost (1989).

V.2. Minerais normativos constituintes das rochas silicatadas

V.2.1. Unidade Inferior

Amostra Litologia	CY-4 NM	CY-7 NM	CY-8 NM	CY-9 NM	CY-11 NM	CY-19 N	CY-21 NM	CY-25 NM	CY-82 B	CY-83 B	CY-162 B	CY-165 FD
Ortose	-	-	-	-	-	4.38	-	-	-	-	6.68	5.03
Albite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	7.02	-
Anortite	21.22	12.52	14.38	14.11	14.81	9.31	12.72	7.75	9.13	10.04	11.17	14.79
Leucite	4.53	5.64	6.26	5.61	3.86	9.83	6.40	5.51	6.31	6.37	-	1.42
Nefelina	9.84	14.82	12.67	15.67	10.50	23.05	17.06	18.63	17.07	16.26	19.29	16.79
Acmite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Diópsido	38.23	32.65	30.30	24.91	28.31	34.07	34.22	31.35	31.11	32.42	31.93	36.13
Olivina	8.88	14.29	14.93	15.47	19.08	4.24	11.01	19.78	22.28	21.45	12.09	9.92
Magnetite	3.54	3.42	3.72	4.19	3.97	3.96	3.48	3.03	2.67	2.69	3.73	3.31
Ilmenite	10.71	8.56	9.89	11.86	10.01	9.17	9.01	8.56	7.33	7.54	6.91	9.99
Apatite	1.99	1.61	1.68	2.24	1.01	1.99	1.78	1.18	1.05	1.07	1.18	2.63
Larnite	1.07	6.49	6.18	5.95	8.46	-	4.33	4.22	3.05	2.15	-	-
Metassil. de sódio	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$	0.20	0.20	0.20	0.20	0.20	0.30	0.20	0.20	0.20	0.20	0.30	0.20

Amostra Litologia	CY-166 B	CY-173 NM	CY-174 NM	CY-254 B
Ortose	13.69	-	-	-
Albite	14.65	-	-	-
Anortite	21.52	14.51	16.36	9.44
Leucite	-	5.54	6.84	6.63
Nefelina	5.11	14.88	13.78	17.81
Acmite	-	-	-	-
Diópsido	19.62	38.39	38.24	31.36
Olivina	10.49	11.40	8.42	21.21
Magnetite	2.97	3.45	3.52	2.66
Ilmenite	9.73	8.80	10.08	7.39
Apatite	2.22	1.52	1.86	1.02
Larnite	-	1.50	0.91	2.49
Metassil. de sódio	-	-	-	-
$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$	0.20	0.20	0.20	0.20

Metassil. de sódio = Metassilicato de sódio (ns)

B = Basanita; FD = Foidito; N = Nefelinito; NM = Nefelinito melítico

V.2.2. Unidade Intermédia

Amostra Litologia	CY55 PX	CY245 PX	CY102 IJ	CY178 IJ	CY189 IJ	CY202 IJ	CY203 IJ	CY227 IJ	CY228 IJ	CY229 IJ	CY-64 SN (I)	CY-118 SN (I)
Ortose	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	14.04
Albite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Anortite	12.96	15.44	6.57	-	5.38	14.51	7.76	6.88	6.74	3.03	-	-
Leucite	4.57	2.02	18.71	13.30	11.14	9.44	13.79	11.97	7.53	8.88	21.36	8.37
Nefelina	7.81	5.29	15.65	39.26	23.42	13.03	17.17	15.98	27.99	16.52	57.76	39.06
Acmite	-	-	-	4.69	-	-	-	-	-	-	3.85	3.73
Diópsido	26.04	33.28	19.46	3.21	22.98	23.30	18.57	19.35	27.17	30.36	10.28	30.02
Olivina	25.10	19.89	17.34	9.41	18.53	17.51	17.73	15.30	4.12	12.42	-	-
Magnetite	3.55	3.13	4.48	1.64	5.18	3.15	3.12	3.81	3.86	3.65	-	0.21
Ilmenite	10.91	10.33	8.13	5.93	5.59	9.41	9.01	10.90	8.39	8.69	3.06	1.88
Apatite	0.17	0.09	1.90	3.61	1.55	1.27	2.10	5.00	4.08	5.81	0.44	2.68
Larnite	8.90	10.52	7.77	18.94	6.22	8.37	10.76	10.82	10.11	10.63	2.89	-
Metassil. de sódio	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.40	-
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.15	0.15	0.30	0.40	0.30	0.20	0.20	0.20	0.30	0.20	0.50	0.40

Amostra Litologia	CY-148 SN (I)	CY-154 SN (I)	CY-158 SN (I)	CY-190 SN (I)	CY-191 SN (I)	CY-192 SC (I)	CY-33 SN (II)	CY-35 SN (II)	CY-39 SN (II)	CY-48 SC (II)	CY-52 SN (II)	CY-69 S (II)
Ortose	-	13.74	3.93	24.10	-	22.45	43.45	20.48	38.97	34.69	33.28	16.33
Albite	-	-	-	1.88	-	33.87	6.97	7.84	6.38	10.43	-	65.17
Anortite	0.26	0.98	2.64	-	-	4.33	-	2.18	-	-	-	-
Leucite	18.89	12.01	11.96	-	13.57	-	-	-	-	-	5.22	-
Nefelina	50.74	45.84	44.13	39.19	39.99	26.30	33.39	35.93	32.10	25.57	38.73	5.60
Acmite	-	-	-	3.33	3.54	-	3.70	-	4.79	6.96	5.04	3.13
Diópsido	22.40	21.69	29.63	26.57	15.21	9.07	11.51	28.38	15.69	18.96	14.46	4.46
Olivina	-	-	-	-	1.46	0.58	-	0.80	-	-	-	1.70
Magnetite	2.13	2.27	2.68	-	-	1.02	0.06	3.23	0.22	-	-	-
Ilmenite	2.92	2.54	2.77	1.22	1.08	0.49	0.76	0.62	1.44	0.78	1.52	0.66
Apatite	1.95	0.94	2.26	2.46	5.85	1.90	0.17	0.54	0.41	0.41	0.34	0.05
Larnite	0.71	-	-	-	18.25	-	-	-	-	-	-	-
Metassil. de sódio	-	-	-	1.25	1.07	-	-	-	-	2.21	1.42	2.91
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.50	0.50	0.40	0.50	0.50	0.50	0.50

Amostra Litologia	CY-101 SN (II)	CY-103 SN (II)	CY-140 SN (II)	CY-179 SN (II)	CY-180 SC (II)
Ortose	45.62	49.17	44.59	44.80	41.75
Albite	3.60	12.89	3.03	9.67	9.12
Anortite	-	-	2.18	-	-
Leucite	-	-	-	-	-
Nefelina	39.81	25.33	33.52	30.53	29.63
Acmite	-	3.69	-	4.22	4.17
Diópsido	4.95	4.49	13.01	6.20	10.57
Olivina	1.36	1.94	-	1.92	0.22
Magnetite	1.46	-	2.04	-	-
Ilmenite	1.29	0.70	1.23	0.64	0.69
Apatite	0.23	0.10	0.41	0.07	0.12
Larnite	-	-	-	-	-
Metassil. de sódio	1.82	1.69	-	1.96	3.73
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50

IJ = Ijolito s.l.; PX = Piroxenito; S(II) = Sienito (eudialítico) (Grupo II); SC(I) e SC(II) = Sienito cancrínico (Grupos I e II); SN(I) e SN (II) = Sienito nefelínico (Grupos I e II)

V.2.3. Unidade Superior

Amostra Litologia	CY-31 N	CY-32 N	CY-45 T	CY-61 T	CY-98 B	CY-99 N	CY-124 N	CY-176 NM	CY-199 FT	CY-200 FT	CY-247 N	CY-15 NF
Ortose	-	5.64	10.81	12.68	-	-	15.22	-	17.55	18.05	-	25.88
Albite	-	6.83	9.43	6.85	-	-	2.53	-	3.00	1.42	-	3.12
Anortite	9.84	10.91	19.06	16.27	11.84	11.88	8.38	16.23	5.71	5.63	4.29	5.15
Leucite	5.95	-	-	-	6.46	7.65	-	8.41	-	-	9.45	-
Nefelina	24.63	23.88	14.41	18.67	18.22	20.14	26.71	13.92	26.58	27.29	20.79	33.03
Acmite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Diópsido	35.96	36.30	27.46	28.54	34.92	35.10	29.73	32.45	28.98	29.53	19.15	25.57
Olivina	7.31	3.69	6.72	5.36	13.58	10.69	7.51	14.16	8.54	8.30	24.24	-
Magnetite	3.05	3.80	3.69	3.54	2.96	3.82	3.23	3.08	3.47	3.51	2.85	2.86
Ilmenite	8.58	7.42	6.97	6.65	7.86	7.49	5.36	9.00	5.00	5.11	7.39	3.08
Apatite	2.71	1.54	1.46	1.44	1.56	1.66	1.34	1.61	1.17	1.16	1.29	1.32
Larnite	1.98	-	-	-	2.61	1.57	-	1.15	-	-	10.54	-
Metassil. de sódio	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.20	0.30	0.30	0.30	0.20	0.30	0.30	0.20	0.35	0.35	0.20	0.40

Amostra Litologia	CY-81 NF	CY-138 NF	CY-205 NF	CY-215 NF	CY-264 NF	CY-13 F	CY-27 F	CY-30 F	CY-80 F	CY-105 F	CY-123 F	CY-168 F
Ortose	28.06	31.51	23.10	10.17	-	29.08	35.64	36.17	37.92	40.48	38.92	39.13
Albite	-	0.05	8.92	-	-	4.84	-	4.91	15.21	10.38	5.71	3.85
Anortite	7.10	7.67	3.85	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Leucite	2.30	-	-	11.13	25.81	-	5.48	-	-	-	-	-
Nefelina	28.81	30.45	33.34	38.77	31.44	44.37	39.95	34.87	35.11	32.90	37.64	41.37
Acmite	-	-	-	6.34	5.63	4.21	3.15	1.79	2.52	3.45	3.04	3.16
Diópsido	25.48	23.71	22.62	28.02	23.75	14.09	11.37	18.55	3.97	7.73	8.20	7.20
Olivina	-	-	-	-	-	0.60	0.31	-	0.97	1.67	-	0.94
Magnetite	2.96	2.50	3.03	-	-	-	-	1.34	-	-	-	-
Ilmenite	3.46	2.67	3.93	4.21	2.94	1.76	0.79	1.54	0.65	0.86	0.75	0.70
Apatite	1.84	1.44	1.21	1.28	1.81	0.39	0.41	0.83	0.14	0.22	0.17	0.10
Larnite	-	-	-	-	6.21	-	-	-	-	-	-	-
Metassil. de sódio	-	-	-	0.09	2.42	0.66	2.90	-	3.51	2.32	5.59	3.54
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.40	0.40	0.40	0.40	0.40	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50

Amostra Litologia	CY-182 F	CY-188 F	CY-193 F	CY-197 F	CY-198 F	CY-234 F	CY-252 F	CY-258 F	CY-259 F	CY-265 F
Ortose	40.76	38.11	33.64	29.95	27.57	40.41	45.16	32.24	30.75	43.59
Albite	14.65	10.76	-	-	-	9.53	9.45	37.16	27.92	3.58
Anortite	4.96	-	-	-	-	-	-	4.84	-	-
Leucite	-	-	1.70	0.70	2.37	-	-	-	-	-
Nefelina	30.52	36.48	42.06	39.07	39.81	33.19	30.64	15.19	27.50	38.77
Acmite	-	3.13	3.23	4.91	4.92	3.47	3.56	-	3.94	3.16
Diópsido	2.76	8.26	11.66	19.75	20.75	9.47	6.71	2.55	5.79	7.54
Olivina	3.79	-	-	-	-	0.43	2.66	4.47	2.27	0.38
Magnetite	1.64	-	-	-	-	-	-	2.32	-	-
Ilmenite	0.83	0.79	0.80	1.78	1.81	0.88	0.75	1.08	0.95	0.77
Apatite	0.08	0.14	0.42	1.35	1.20	0.24	0.10	0.16	0.15	0.12
Larnite	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Metassil. de sódio	-	2.33	6.49	2.49	1.59	2.38	0.97	-	0.74	2.08
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50	0.50

B = Basanita; F = Fonólito; FT = Fonotefrito; N = Nefelinito; NF = Nefelinito fonolítico; NM = Nefelinito melilitico; T = Tefrito

ANEXO VI

GLOSSÁRIO DE TERMOS GEOLÓGICOS, VULCANOLÓGICOS E ESTRUTURAIS

A presente dissertação tem como tema a Petrologia e Geoquímica das rochas magmáticas da Ilha Brava. Porque é previsível que a maioria dos seus leitores milite naquelas áreas, foi julgado conveniente apresentar o glossário que se segue e que engloba termos de outras áreas das Ciências da Terra utilizados essencialmente no Capítulo 3.

As principais referências bibliográficas consultadas são de Nunes (2002), Schmincke (2003), Madeira (2005), bem como os *sites* da Internet são do Laboratório Nacional de Engenharia Civil e da Enciclopédia Açoriana. Quando outras fontes foram consultadas, as mesmas encontra-se indicadas.

ALUVIÃO (*ALLUVIA*) Sedimentos de origem fluvial depositados no leito dos cursos de água, constituídos por elementos de granulometria variável, que podem apresentar-se inconsolidados ou mais ou menos consolidados.

BRECHA DE PILLOWS (*PILLOW BRECCIA*) Rocha vulcânica constituída por fragmentos de *pillow-lavas* com tamanhos variáveis. Os fragmentos são geralmente angulosos, os espaços entre os clastos podem encontrar-se vazios ou preenchidos por hialoclastitos ou sedimentos.

CALDEIRA (*CALDEIRA*) Depressões vulcânicas de dimensões geralmente superiores às crateras, sendo usual considerarem-se diâmetros iguais ou superiores a 1 milha terrestre (cerca de 1,5 km). O termo tem também conotação genética, sendo as caldeiras entendidas como depressões criadas pelo abatimento vertical da parte superior de um vulcão poligenético, por esvaziamento parcial de uma câmara magmática superficial durante ou na sequência de uma erupção explosiva volumosa, geralmente associada a magmas de composição ácida.

CAMPO DE TENSÕES (*STRESS FIELD*) Conjunto de forças compressivas ou distensivas actuantes numa dada região que tendem a produzir deformação nas rochas.

CONE DE ESCÓRIAS/CINZAS/PEDRA-POMES (*CINDER/ASH/PUMICE CONE*) Edifícios vulcânicos monogenéticos de pequenas dimensões constituídos por materiais piroclásticos de natureza e granulometria diversas (cinzas, *lapilli* e bombas e blocos).

COULÉE Derrames ou escoadas lávicas de composição ácida, e portanto muito viscosas, que apresentam espessura elevada relativamente à largura (razão de aspecto elevada). Geralmente maciços e por vezes vítreos (obsidiana), estes derrames estão normalmente relacionados com

topografias em declive suficientemente elevado para que sejam vencidos os atritos internos, desenvolvendo-se longitudinalmente a partir do centro emissor. Dada a sua viscosidade elevada, os flancos dessas escoadas apresentam bordos elevados, com forte declive, normalmente formados por um talude de blocos.

CRATERA FREATOMAGMÁTICA (*FREATOMAGMATIC CRATER*) Depressões normalmente circulares de pequena dimensão, com bordos subverticais rodeados por um anel de tufo e com o fundo da cratera abaixo da superfície topográfica original. Formam-se durante erupções hidrovulcânicas, ou seja, actividade vulcânica explosiva resultante de interacção lava-água. No caso da Brava, esta interacção dá-se com água subterrânea, designa-se por isso de actividade freatomagmática.

DEPÓSITOS DE VERTENTE (*TALUS DEPOSITS*) Os depósitos de vertente resultam do desprendimento/colapso das formações que constituem as vertentes mais declivosas e escarpadas com consequente acumulação dos detritos ao longo e na base das vertentes (Valente, 2010).

DISCORDÂNCIA ANGULAR (*ANGULAR UNCONFORMITY*) Descontinuidade estratigráfica em que as sequências (camadas sedimentares; depósitos vulcânicos) abaixo e acima desse plano não são paralelas, fazendo um ângulo entre si. Marcam a presença de uma fase de erosão entre a deposição das duas sequências discordantes.

DOMA LÁVICO (*LAVA DOME*) Forma vulcânica efusiva associada a magmas muito viscosos onde há uma fraca dispersão lateral da escoada lávica, que se acumula directamente sobre a conduta emissora.

ESCOADA DE CINZA LAMACENTA (*MUDDY ASH FLOW*) Fluxo piroclástico rico em água (associado geralmente a actividade hidromagmática) que adquirem uma consistência de lama resultante da mistura das partículas vulcânicas finas (cinzas) e água, podendo conter proporções variadas de elementos líticos de várias dimensões.

ESCOADA OU DERRAME LÁVICO (*LAVA FLOW*) Material lávico extruído efusivamente (no estado líquido).

ESCOADA PIROCLÁSTICA (PYROCLASTIC FLOW) Fluxos piroclásticos em que uma massa de partículas (de dimensões variadas, mas em que as cinzas são dominantes) e gases vulcânicos a elevada temperatura se deslocam junto ao solo, num fluxo laminar, em massa ou turbulento. Em função do mecanismo genético, da sua composição, e da proporção de gases constituem escoadas piroclásticas de cinza e pedra-pomes (ignimbritos ou *pumice and ash flows*), escoadas piroclásticas de blocos/escórias e cinzas (nuvens ardentes ou *block/scoria and ash flows*) e *surges* (maior proporção de gases e fluxo turbulento).

ESCOADA PIROCLÁSTICA DE PEDRA-POMES (PUMICE AND ASH FLOW) Fluxos piroclásticos compostos por pedra-pomes, cinzas e gás, geralmente associados ao colapso de colunas eruptivas convectivas ou transbordamentos a baixa pressão. Os depósitos resultantes são designados de ignimbritos.

ESCÓRIA (SCORIA OU CINDER) Tefra de cor escura e aspecto esmaltado/iridescente quando fresca, com vesicularidade, densidade e formas muito variadas. Está associada a magmas pouco viscosos (básicos a intermédios). Sendo emitida ainda fluida, solidifica no ar ou depois de atingir o solo, o que lhe confere formas muito diversas.

ERUPÇÃO HAVAIANA (HAWAIIAN ERUPTION) Actividade vulcânica predominantemente efusiva, com emissão de volumes significativos de escoadas lávicas basálticas, muitas vezes a partir de fissuras eruptivas. Sobretudo na fase inicial das erupções há extrusão de pequenos volumes de depósitos piroclásticos, sob a forma de “repuxos lávicos” (*lava* ou *fire fountains*) e de acumulações de *spatter*. O volume de piroclastos produzido é geralmente inferior a 10^4 m^3 .

ERUPÇÃO ESTROMBOLIANA (STROMBOLIAN ERUPTION) Actividade vulcânica moderadamente explosiva, frequentemente caracterizada por explosões discretas e intermitentes, sem desenvolver uma coluna eruptiva permanente (e em geral inferior a 500 m de altura). Ocasionalmente ocorrem erupções mais volumosas com coluna eruptiva sustentada com altura até 3 - 4 km. É um estilo eruptivo característico de magmas básicos, com projecção de bombas e de *lapilli* escoriáceos (com trajectória balística). Forma cones de escórias (*scoria cones*) geralmente associados à emissão de escoadas lávicas. O volume de piroclastos produzido pode atingir $5 \times 10^7 \text{ m}^3$.

ERUPÇÃO PLINIANA (*PLINIAN ERUPTION*) Actividade vulcânica que se caracteriza por elevada explosividade, desenvolvendo colunas eruptivas convectivas que atingem a estratosfera, a altitudes máximas da ordem de 45 km. Produzem volumes de piroclastos superiores a 10^8 m^3 e grande dispersão de tefra (e.g., pedra pomes), que cobre uniformemente grandes áreas. São típicas de magmas diferenciados, muito viscosos (siliciosos), nomeadamente de composição dacítica, traquítica, fonolítica e riolítica. Podem gerar escoadas piroclásticas e estar associadas à génese de caldeiras de subsidência.

ERUPÇÃO SUB-PLINIANA (*SUB-PLINIAN ERUPTION*) Erupção vulcânica semelhante às erupções plinianas mas de menor dimensão, produzindo colunas eruptivas até cerca de 30 km de altura e que se mantêm por longos períodos de tempo. Está associada a magmas diferenciados. As fases efusivas associadas dão origem a domas e *coulées*.

ESTRIAS DE FALHA (*STRIATION/SLICKENSIDE*) Estrias no espelho de falha que mostram a direcção do movimento da falha, resultantes do atrito de fragmentos duros nesse plano.

FALHA NORMAL (*DIP-SLIP NORMAL FAULT*) Falha em que o bloco superior ao plano de falha (tecto) desce em relação ao bloco inferior (muro), no sentido da inclinação da falha.

FALHA DE DESLIGAMENTO (*STRIKE-SLIP FAULT*) Falha em que o movimento ocorre horizontalmente. Existem falhas de desligamento direito e de desligamento esquerdo.

FRAGMENTOS JUVENIS (*JUVENILE FRAGMENTS*) Partículas piroclásticas derivadas directamente do magma extruído, podendo, portanto, ser parcialmente cristalizadas ou não dependendo da história pré-eruptiva do magma (Cas & Wright, 1987).

FRAGMENTOS LÍTICOS (*LITHIC FRAGMENTS*) Fragmentos rochosos, usualmente densos e angulosos, observados nos depósitos piroclásticos, que resultam da fragmentação de rochas pré-existentes.

GRABEN Bloco rochoso alongado abatido entre falhas, independentemente da natureza das falhas.

HIALOCLASTITOS (*HIALOCLASTITES*) Clastos vítreos resultantes da fragmentação da lava devido ao seu rápido arrefecimento em contacto com a água.

HORNITO Pequenos cones que se formam em torno de uma conduta ou sobre a superfície de um derrame de lava basáltica (normalmente *pahoehoe*). Tipicamente, os hornitos possuem flancos íngremes formados por escórias soldadas, constituindo pequenos montes ou picos.

IGNIMBRITO (*IGNIMBRITE*) Depósitos resultantes de fluxos piroclásticos de cinzas e pedra pomes podendo apresentar-se soldados, parcialmente soldados ou incoerentes. Os ignimbritos soldados podem apresentar estruturas de fluxo.

LAPILLI ACRECIONÁRIO (*ACCRETIONARY LAPILLI*) Partículas da dimensão dos *lapilli* (2 a 64 mm) formadas pela aglutinação de cinzas em torno de gotículas de água (com estrutura de pisólitos). Frequentemente associados a erupções hidromagmáticas, também podem resultar da ocorrência de chuva durante uma erupção.

MOVIMENTOS DE MASSA (*MASS WASTING*) São quaisquer movimentações de rochas ou de rególito numa superfície inclinada, induzido principalmente pela gravidade.

NUVENS ARDENTES (*NUÉES ARDENTES*) Escoadas piroclásticas constituídas por cinzas e clastos densos, não vesiculados, ou escórias, frequentemente resultantes do colapso gravítico de domas e de *conlées*. Os depósitos são designados de depósitos de blocos e cinzas ou escória e cinzas (*block and ash flow ou scoria and ash flow deposits*).

PEDRA-POMES (*PUMICE*) Tefra, geralmente de cor clara, associada a erupções explosivas de magmas diferenciados (ácidos a intermédios) constituída por fragmentos muito vesiculados, de grande porosidade e baixa densidade.

PILLOW-LAVAS (Do inglês, que significa “lava em almofada”) São um tipo de escoadas lávicas produzidas por erupções vulcânicas subaquáticas com baixas taxas de efusão. Esta denominação deve-se à sua forma de rolo, mais ou menos achatado, semelhante a um travesseiro (almofada cilíndrica com a largura da cama). As lavas em almofada formam-se não apenas em ambiente subaquático profundo, mas também quando derrames subaéreos entram no mar, rios ou lagos, ou em ambiente subglaciar. A superfície vítrea destas lavas é rugosa, apresentando gretas, enrugamentos e estrias lineares muitas das quais se intersectam em ângulos rectos. O interior das lavas em almofada arrefece mais lentamente que a cobertura exterior vítrea e conseqüentemente é mais cristalino.

PIROCLASTOS OU TEFRA (*PYROCLASTS OU TEPHRA*) Fragmentos projectados como partículas discretas por manifestações vulcânicas explosivas; incluem sobretudo fragmentos resultantes directamente do arrefecimento e da solidificação de magma (partículas juvenis), mas também outros que resultam da fragmentação de rochas encaixantes, pré-existentes e já consolidadas (fragmentos líticos), e cristais previamente formados na câmara magmática. Em função das suas dimensões as partículas piroclásticas classificam-se como cinzas (< 2 mm), *lapilli* (2 - 64 mm) e bombas e blocos (> 64 mm, correspondendo a partículas moldadas em voo ou fragmentos angulosos emitidos no estado sólido, respectivamente).

PIROCLASTOS DE QUEDA (*PYROCLASTIC FALL*) Classificação genética dos depósitos piroclásticos formados por fragmentos depositados por queda livre a partir de uma coluna eruptiva ou projectados balisticamente a partir do centro eruptivo.

PIROCLASTOS DE FLUXO (*PYROCLASTIC FLOW*) Classificação genética dos depósitos piroclásticos formados pelo deslocamento de massas de piroclastos rente ao solo, ao longo das encostas do edifício vulcânico.

PRAIA LEVANTADA (*RAISED BEACH*) Praia antiga situada acima do nível do mar e separada da praia actual. As praias levantadas são características das costas emergentes, que podem resultar de uma descida do nível do mar ou de uma elevação do terreno.

SPATTER (Do inglês, que significa “salpicos”) Partículas de lava líquida projectadas a partir do centro eruptivo e depositadas em torno deste ainda num estado bastante fluido e pastoso. Por esse motivo moldam-se umas às outras (deformando-se plasticamente), dando origem a um depósito aglutinado susceptível de apresentar declives acentuados.

SPATTER RAMPART (Do inglês, "talude de salpicos") Cristas formadas pela acumulação de salpicos de lava de ambos os lados de uma fissura por onde a lava irrompeu (Lockwood & Hazlett, 2010).

SURGE Fluxo piroclástico turbulento constituído por gás e fragmentos de rocha de dimensões e natureza variadas (juvenis, cristais e líticos) associados a diferentes tipos de manifestações vulcânicas, sendo comum em erupções hidromagmáticas.

TUFITO (*TUFFITE*) Rocha sedimentar consolidada resultante da mobilização e re-deposição de materiais piroclásticos finos (cinzas e poeiras vulcânicas).

TUFO (*TUFF*) Rocha vulcânica consolidada formada por acumulação de piroclastos de granulometria fina (cinza ou *lapilli*).

ANEXO VII

PUBLICAÇÕES EM REVISTAS INTERNACIONAIS

Journal of African Earth Sciences

2010



Quaternary extrusive calciocarbonatite volcanism on Brava Island (Cape Verde): A nephelinite-carbonatite immiscibility product

Cyntia Mourão^{a,b,*}, João Mata^{a,b}, Régis Doucelance^c, José Madeira^{a,d,e}, António Brum da Silveira^{a,d,e}, Luís C. Silva^{b,f}, Manuel Moreira^g

^a Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Departamento de Geologia (GeoFCUL), Campo Grande, C6, 1749-016 Lisboa, Portugal

^b Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (CeGUL), Campo Grande, C6, 1749-016 Lisboa, Portugal

^c Laboratoire Magmas et Volcans (UMR 6524 CNRS), Observatoire de Physique du Globe de Clermont-Ferrand, Université Blaise Pascal, 5 rue Kessler, 63038 Clermont-Ferrand Cedex, France

^d LATTEX – Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental, 1749-016 Lisboa, Portugal

^e IDL – Instituto D. Luís, 1250-102 Lisboa, Portugal

^f Instituto de Investigação Científica e Tropical, 1300-344 Lisboa, Portugal

^g Laboratoire de Géochimie et Cosmochimie (UMR 7579 CNRS), Institut de Physique du Globe de Paris, Université Paris 7, 4 Place Jussieu, 75252 Paris Cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 3 October 2008

Received in revised form 29 May 2009

Accepted 9 June 2009

Available online 14 June 2009

Keywords:

Extrusive carbonatite
Brava Island
Cape Verde
Sr–Nd isotopes
Immiscibility

ABSTRACT

The Cape Verde volcanic archipelago, located in the oceanic portion of the African plate some 500 km west of the Senegal coast, is renowned for the occurrence of carbonatites on at least 5 of its 10 islands. In this study we report the occurrence of about twenty new small outcrops of extrusive carbonatites on Brava Island (64 km²), the south-westernmost island of the archipelago. These new occurrences are studied from geological, petrographic, mineral chemistry and whole rock (elemental and isotopic) geochemical points of view, allowing for a discussion of their petrogenesis and emphasising their geological and geochemical peculiarities in the context of the Cape Verde carbonatites.

Most of the extrusive carbonatitic formations correspond to pyroclastic rocks, comprising magmatic and/or phreatomagmatic ash and lapilli fall deposits and one probable pyroclastic flow. Lava flows occur at one locality. The predominance of pyroclastic facies demonstrates the significant explosivity of these magmas characterised by very low viscosity. Independent of the modes of emplacement, all samples are calciocarbonatites and exhibit a remarkable compositional uniformity, considering that they represent several different eruptions and present a wide geographical dispersion.

Brava extrusive carbonatites belong to the younger (probable Holocene – Pleistocene) volcanic sequence of the island. This feature is unique in the context of Cape Verde geology, because in the other islands (including Brava) of the archipelago carbonatites are commonly assigned to the basal complexes, having formed during a fairly early stage of the emerged evolution of volcanic construction.

Compared with the older intrusive sôvitic rocks occurring at Middle Unit of Brava Island, extrusive facies are more iron and manganese rich and yield higher contents of trace elements like Ba, Th, U, Nb, Pb and REE, but somewhat lower Sr abundances. New initial Sr and Nd isotope data (0.703557–0.703595 and 0.512792–0.512816, respectively) determined in extrusive calciocarbonatitic rocks are clearly different from those obtained in intrusive rocks (0.703340–0.703356 and 0.512910–0.512912, respectively), which demonstrates that the studied rocks were ultimately the product of a source distinct from those that produced the older intrusive carbonatites. Brava extrusive carbonatites yield isotope signatures that are clearly distinct from all other Cape Verde carbonatites, but akin to the Southern Cape Verde silicate rocks. We propose that the extrusive carbonatites resulted from an immiscibility process that also produced conjugate melts of nephelinitic composition.

© 2009 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

Carbonatites are igneous rocks containing more than 50% by volume of carbonate minerals. Intrusive facies clearly dominate over extrusive ones, which represent only ≈10% of the known occurrences worldwide (Woolley and Church, 2005).

Despite the fact that carbonatite–oceanic mantle interactions have been shown to occur in some areas (e.g., Polynesia: Hauri

* Corresponding author. Address: Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Departamento de Geologia (GeoFCUL), Campo Grande, C6, 1749-016 Lisboa, Portugal.

E-mail address: ccmourao@fc.ul.pt (C. Mourão).

et al., 1993; Chauvel et al., 1997; Grande Comore: Coltorti et al., 1999; Madeira: Mata et al., 1999; Kerguelen: Mattielli et al., 2002; Cape Verde: Martins et al., 2007), exposures of oceanic carbonatites are extremely rare and have been identified so far only in the Cape Verde archipelago (e.g., Assunção et al., 1965; Alves et al., 1979; Silva et al., 1981; Kogarko, 1993) and the Canary Islands (e.g., Fúster et al., 1968; Allègre et al., 1971), both located on the African plate (see also Hoernle et al., 2002). In the Canary archipelago, carbonatites are represented only by intrusive calciocarbonatites within the basal complex of Fuerteventura (e.g., Muñoz et al., 2005; De Ignacio et al., 2006). In the Cape Verde islands carbonatites occur on at least 5 of the 10 islands and on the islets near Brava (Aires-Barros, 1968; Machado et al., 1968; Fig. 1). They range in composition from calcio- to magnesiocarbonatites. In this archipelago, intrusive carbonatites are clearly dominant, despite an important volcanic occurrence described by Silva et al. (1981) on Santiago Island and those reported hereafter on Brava Island.

Assunção et al. (1965) were the first authors to coin the term “carbonatites” to describe carbonate rocks considered of igneous origin on Brava. Subsequently, Machado et al. (1968) mapped several outcrops of intrusive carbonatites within the basal complex (see also Madeira et al., 2006). The first mention of Brava extrusive carbonatites was made in an abstract (Peterson et al., 1989). More recently, Hoernle et al. (2002) briefly mentioned an occurrence of carbonatite lava flows on Brava Island related to a small cone at Cachaço, on the central part of the island, to which they assigned a very recent age (<1000 years) based on its non-eroded morphology. They also offered a petrographic description with the element and isotopic compositions of one sample. During two field campaigns in 2006 and 2007, we discovered several (~20) new outcrops of volcanic carbonatites corresponding to at least five distinct eruptions (Fig. 1).

Compared with their intrusive counterparts, extrusive carbonatites are usually considered more probably representative of the pristine compositions of carbonatite magmas (e.g., Bailey, 1993; Woolley and Church, 2005). Given the recognised importance of extrusive carbonatites to the understanding of the petrogenesis of these non-silicate magmas, we describe in this paper the newly discovered occurrences on Brava from geological, petrographic and whole rock (elemental and isotopic) geochemical points of view. This allows us to (1) discuss the petrogenesis of the extrusive carbonatites; (2) determine whether they are ultimately derived from the source that previously delivered the intrusive carbonatites from the Middle Unit; (3) compare their geochemical characteristics with those reported for the other Cape Verde carbonatites; and (4) emphasise the uniqueness of the Brava extrusive carbonatitic rocks in the context of Cape Verde volcano-stratigraphy.

2. Geology

The Cape Verde Archipelago consists of 10 major islands and several islets (Fig. 1), arranged in a westward open “horseshoe” emplaced on a 2.2 km-high and 1200 km-wide topographic “swell” (Cape Verde Rise). This swell correlates with geoid and gravimetric anomalies (Monnereau and Cazenave, 1990), and is considered the result of the impingement of lithosphere by a deeply anchored mantle plume (e.g., Montelli et al., 2006), with resulting plate thinning and heating.

Brava is a small island (64 km²) located on the south-western tip of the approximately NE–SW alignment formed by the Southern Cape Verde islands (Fig. 1). Three major volcano-stratigraphic units are identified (Fig. 1B; Madeira et al., 2006). The older Lower Unit is composed of an uplifted nephelinite/ankaratrite submarine volcanic sequence that includes pillow lavas, pillow breccias and hyaloclastites. This represents the upper part of the submarine sea-

mount precursor of the island. A subvolcanic plutonic complex intrudes the Lower Unit and includes syenites, pyroxenites, ijolites and carbonatites. This Middle Unit corresponds to magma chambers related to a volcanic phase that is no longer preserved in the geologic record.

The younger volcanic sequence, forming the Upper Unit, rests on an important erosional discontinuity truncating the older basement (Lower and Middle units). This sequence is dominated by products of phonolite volcanism characterised by phreatomagmatic and phreatoplinian eruptions and by the extrusion of domes and lava flows. Rare mafic products, predominantly of nephelinitic composition, are also present and include a phreatomagmatic crater, a strombolian cone and a few scattered small-volume lava flows. Although no eruptions have occurred since settlement in the mid-XVth century, the fresh morphology of craters and domes indicates that volcanism must be considered active. This fact, together with the occurrence of fault scarps, frequent seismicity, and strong relief, indicates a significant risk to the population of Brava related to volcanic, seismo-tectonic, mass movement and tsunami hazards. On Brava major mass movements occur in relation to steep slopes of erosive (sea cliffs and fluvial valleys) or structural nature (Madeira et al., 2009).

Extrusive carbonatites (Fig. 1B) exposed within the Upper Unit constitute the main aim of this contribution. During field works in 2006 and 2007, at least 20 small outcrops of dark-brown to blackish extrusive carbonatites were found, none of which corresponds to the location described by Hoernle et al. (2002). These occur in three areas: NE of the island, around Nova Sintra (Fig. 1B and C), SW near Campo Baixo (Fig. 1B and D), and S around Cachaço and Morro das Pedras (Fig. 1B and E). All extrusive carbonatites were deposited on or near the top of the younger volcanic sequence.

Unlike the description of Hoernle et al. (2002), most outcrops are made up of pyroclastic formations, comprising magmatic and/or phreatomagmatic ash and lapilli fall deposits and one probable pyroclastic flow, and most contain abundant lithic fragments of phonolite and occasionally other lithologies. Lava (alvikite) flows may also be present in the Santa Bárbara outcrop.

Near Nova Sintra village, extrusive carbonatites crop out in two locations (Fig. 1B and C). One is located 300 m to the north of Santa Bárbara where carbonatite ash (Fig. 4a) partially fills a wide and shallow crater carved into the NE slope of the island, forming a small step in the morphology. Just outside the volcanic depression, carbonatite deposits display a massive texture and may correspond to the remains of lavas that flowed towards the eastern shore (Fig. 4b). Stratigraphically, these deposits are the youngest in the area, covering all other formations and cropping out on the topographic surface.

On the road to Mato Grande, 750 m SW of the centre of Nova Sintra village (Fig. 1B and C), the road-cut exposes a carbonatite pyroclastic fall deposit intercalated between phonolitic phreatomagmatic pyroclasts and a phonolitic pumice fall deposit (Fig. 2A). The deposit is composed of fine stratified ash containing mica crystals and small phonolite lithic fragments. It was displaced by N–S-trending normal faults and is truncated by an erosional surface. To the NW, carbonatite tuffites, containing terrestrial gastropods, represent sedimentary removal of the volcanic carbonatite ashes. Grain-size analysis of the deposit shows that it is mostly composed of fine to very fine-ash and dust (~95 wt.% < –1 Φ). The coarser fraction contains lithic fragments of phonolite from the Upper Unit, and pyroxenite and sövite from the Middle Unit. This is the oldest of the observed extrusive carbonatite deposits.

The outcrops SW of Campo Baixo (Figs. 1B and D, 2B) include pyroclastic fall deposits, a feeder dike (Fig. 3a) and the remains of a small hornito or spatter rampart (Fig. 3b). In cross section, the deposit is composed of layers of vesicular lapilli (5–10 mm in

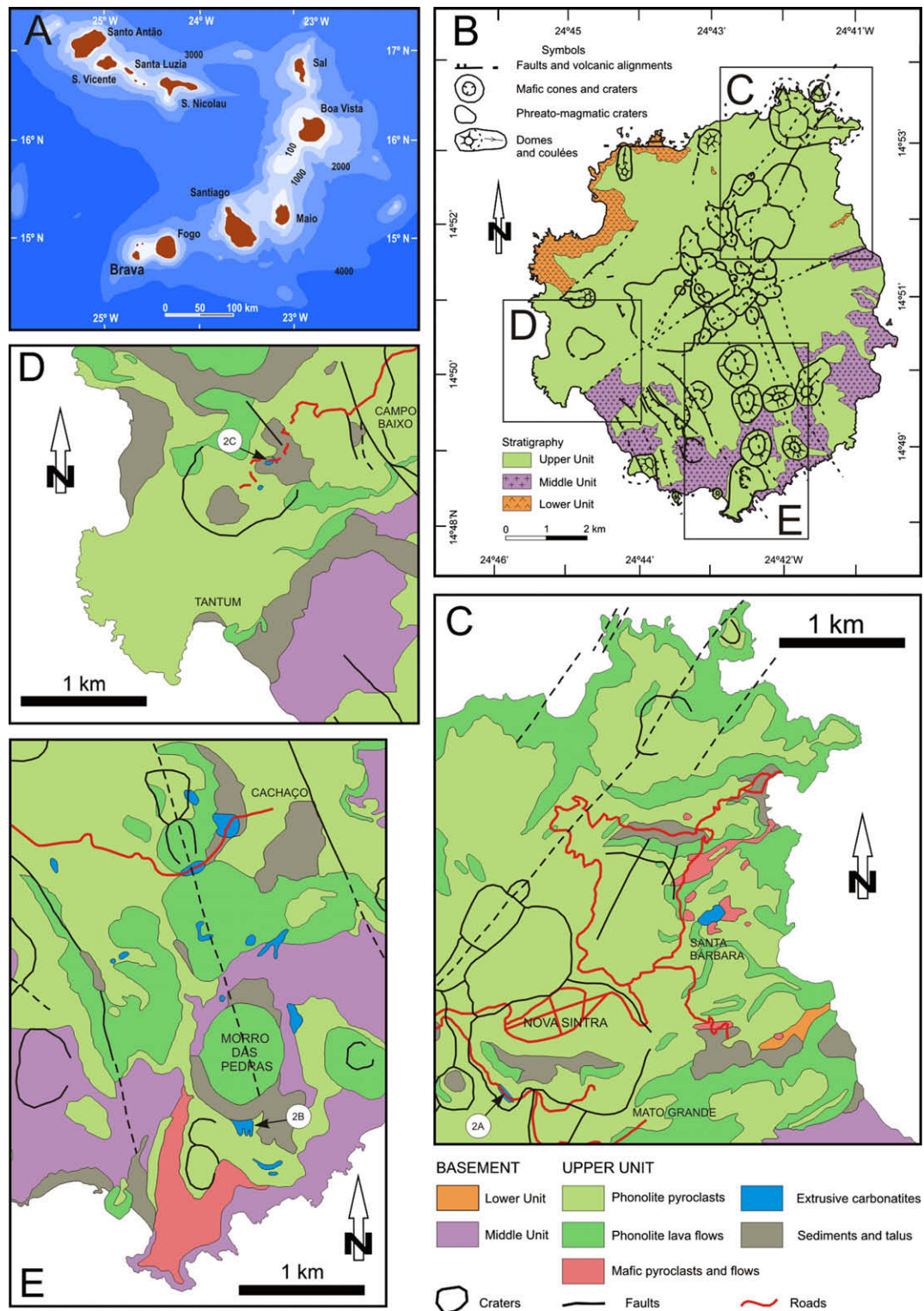


Fig. 1. Geology of Brava Island. (A) Location of Brava in the Cape Verde archipelago, (B) simplified geological map of Brava representing the main stratigraphic units and structures. Rectangles (C), (D), and (E) correspond to areas shown below in more detailed geologic maps. Orange and lilac colours represent the older basement (Lower and Middle Units). In the Upper Unit, blue areas correspond to the mapped extrusive carbonatite outcrops. The locations of geological sections from Fig. 2 are marked with labels 2A, 2B and 2C. Localities cited in the text are indicated.

diameter; Fig. 3c) and a crystal-rich tuff (Fig. 3d). The pyroclasts are preserved in two small outcrops blanketing a few tens of square metres of the present topography, one of which can be linked to the feeder dike, whereas the second lies 250 m from the eruptive centre. The NW–SE-trending 1 m-thick conduit dis-

plays a fragmented (pyroclastic) texture in the centre and massive chilled margins (Fig. 4c and d). It contains abundant lithic fragments of variable size (Fig. 3a). A small hornito or spatter rampart is constructed above the dike, forming a small mound on the topography (Fig. 3b). These deposits represent the youngest

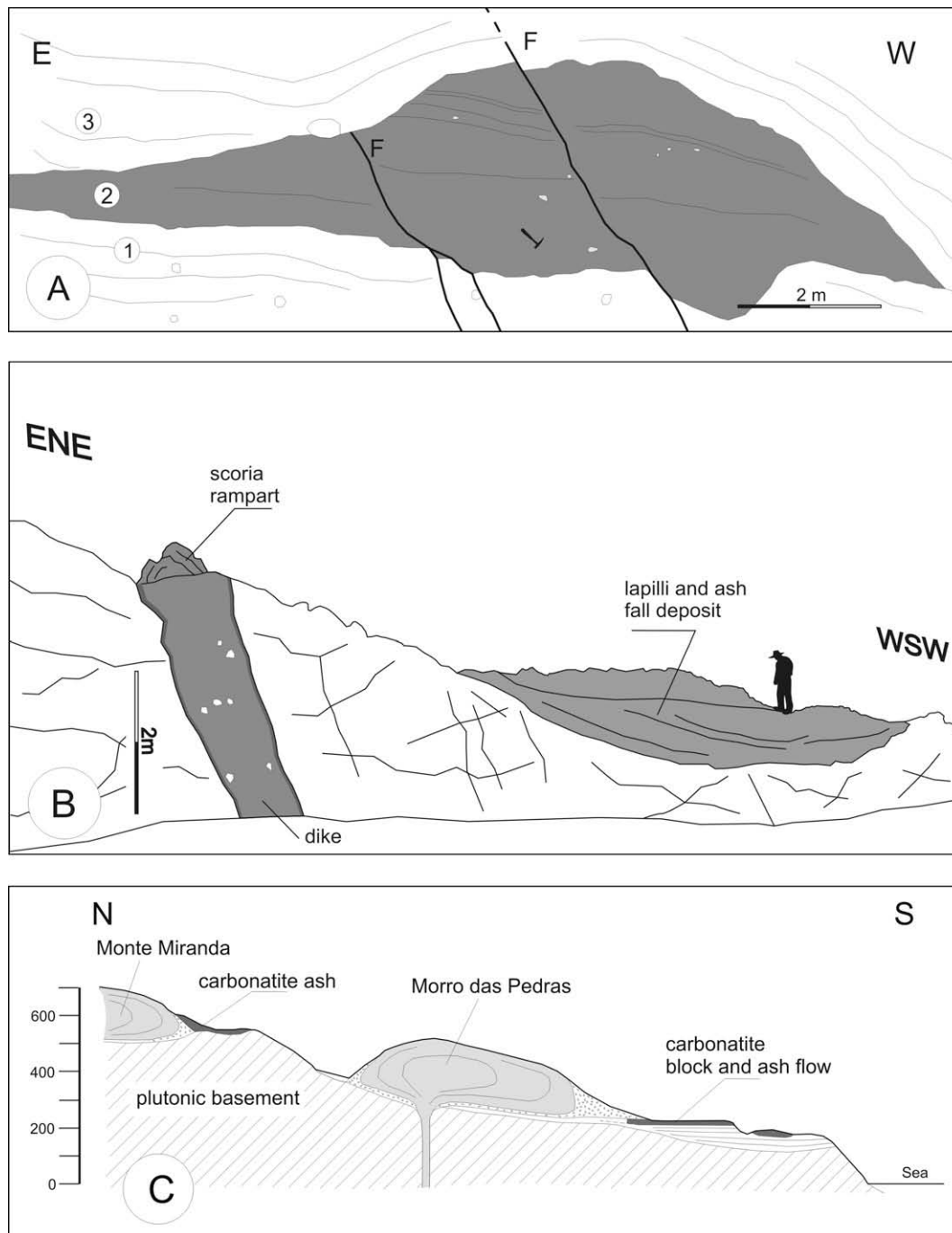


Fig. 2. Field sketches of recent extrusive carbonatites (in dark-grey); locations indicated in Fig. 1 C–E. (A) Section on the road to Mato Grande: carbonatitic fine-ash deposit overlies a phonolitic phreatomagmatic tuff and is covered by a coarse phonolitic pumice fall deposit. Erosion truncated the carbonatite deposit prior to the pumice fall event. The deposits are displaced by two surface ruptures along N-S-trending faults, (B) exposure along the road to Tatum exposing a carbonatitic dike, the remains of a spatter rampart, and a lapilli and ash-fall deposit. Note the presence of chilled margins (darker) and lithic fragments in the dike. The view is oblique and the scale (given by the vertical bar and figure in the background) is variable. Details of this outcrop are displayed in the photos in Fig. 3a–c and d, and (C) stratigraphic relations and location of the carbonatite deposits surrounding the Morro das Pedras phonolite dome. Carbonatitic block and ash-flow deposit is located south of the dome and partially covered by it. To the north, in higher topographic positions, there are several outcrops of a carbonatite ash-fall deposit, probably belonging to the same eruptive event. The vent of the carbonatitic eruption must be concealed by the younger dome. Photos of the block and ash-flow are presented in Fig. 3e and f.

volcanic event in the area, because they are stratigraphically above all others.

The outcrops south of Morro das Pedras (Figs. 1B and E, 2C) correspond to a flow deposit, probably a block and ash-flow. The deposit flowed down a wide, shallow valley and presents variable thickness (7 m-thick in the centre, thinning laterally) and a flat top (Fig. 3e). It is composed of a slightly consolidated carbonatite ash matrix supporting abundant lithic fragments, exclusively of

phonolite composition. Bigger clasts, ranging in size from 40 cm up to 3 m in diameter, are rounded (but not polished) and covered by a thin, dark-grey film of massive carbonatite, probably formed by agglutinated and partially welded ash (Figs. 3f, 4e). In contrast, smaller fragments are angular, suggesting that bigger lithic fragments suffered abrasion during transport, whereas smaller clasts were immersed in ashes and preserved from abrasion. This was the penultimate event in the region, predating the formation of



Fig. 3. Field photographs of three outcrops of the recent extrusive carbonatites of Brava Island. (a) Carbonatite dike, 1 m-wide, exposed along the road to Tantom. The dike crosscuts a highly fractured landslide deposit of phonolitic nature. The walking stick to the left of dike is 1.10 m-long, (b) remains of carbonatite spatter rampart standing on the topographic surface above the feeder dike. Hammer for scale, (c) and (d) details of carbonatite lapilli fall deposits at outcrop along the road to Tantom. Pen point is 1 mm wide: vesicular carbonatite lapilli-fall layer (c); crystal-tuff layer formed by accumulation of 1 mm-thick, 2–3 mm-long tabular calcite crystals (d), (e) general view of the carbonatitic block and ash-flow of the Morro das Pedras area, looking north. The carbonatite is the darker deposit on which the human figure (circled) stands. The carbonatites rest on phonolitic phreatomagmatic tuffs. The very young phonolite dome and related breccia overlie the carbonatite, (f) detail of a phonolite block rounded by abrasion within the carbonatitic block and ash-flow from the same locality and (g) small outcrop of spatter accumulation in the Cachaço area, indicating proximity to the eruptive centre. Hammer for scale.

the impressive phonolite dome of Morro das Pedras (250 m in height), which presents an almost untouched volcanic morphology (Fig. 3e). To the north and west of the dome, several small outcrops of carbonatite ash may correspond to pyroclastic fall deposits related to the same eruption. The position of the carbonatitic fall and flow deposits suggests that the eruptive centre for this event may have been covered by the Morro das Pedras dome. Fall deposits were blown to the N and NW of the eruptive centre, whereas ash flows followed the fluvial valley downwards to the south.

A few more outcrops of carbonatite are located to the NW, W and SW of the village of Cachaço (Fig. 1B and E). Most appear to represent consolidated lapilli and ash deposits (Fig. 4f), yielding

some solution (corrosion) morphologies. The eruptive centre for these deposits must be placed on the SE slope of the Cachaço phonolite dome, where the carbonatite outcrops display a granular texture that may represent accumulations of agglutinated coarse lapilli and spatter, suggesting proximity to the volcanic source (Fig. 3g). All other deposits lie to the west of this location, indicating easterly winds during this event. Carbonatitic pyroclasts overlie all other volcanic deposits in the area, indicating a very recent age for the event.

The described stratigraphic and structural relations, as well as the geographic distribution of the extrusive carbonatites, points to at least five distinct, very recent carbonatitic eruptions. The

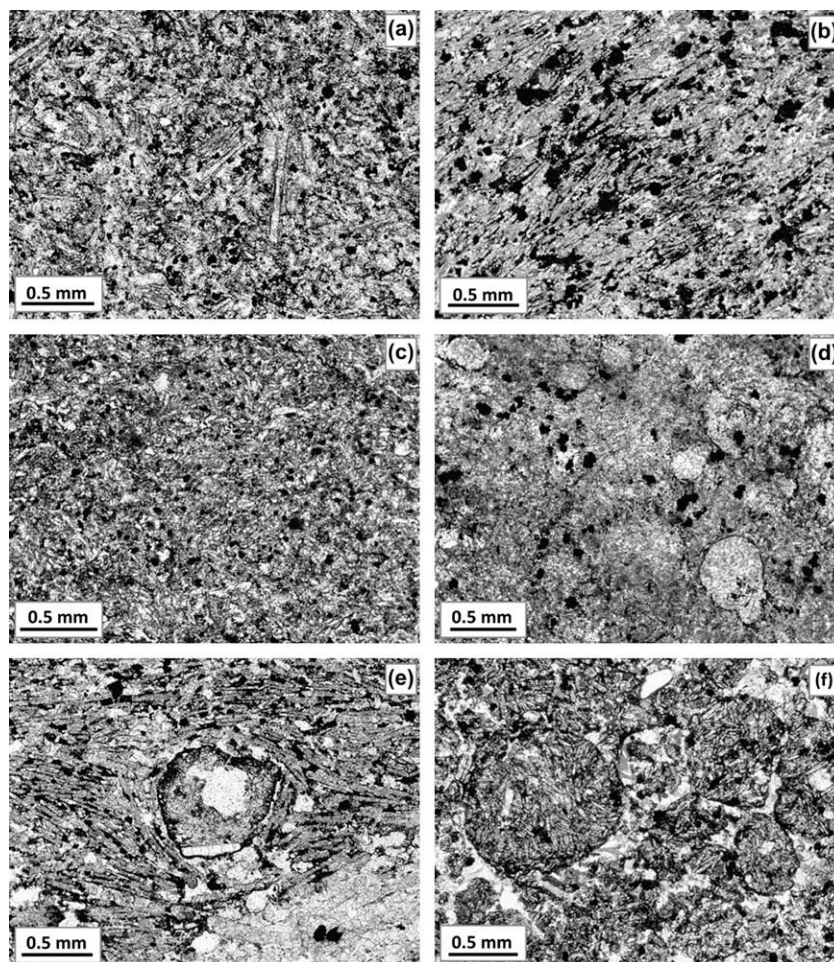


Fig. 4. Photomicrographs of representative extrusive carbonatites of Brava Island. (a) Tabular calcite phenocrysts with random orientations supported by very fine-grained ash matrix (sample CY-219) in the Santa Bárbara carbonatite outcrop, (b) well-developed trachytic-like texture of a lava flow, produced by oriented tabular calcite crystals in the same locality (sample CY-222), (c) and (d) aspects of the chilled margin of the carbonatite dike exposed on the road to Tantum; (c) is a very fine-grained carbonatite, whereas thin section (d) of the inner edge of the chilled margin shows a few spherical droplets of carbonatite in a fine-grained matrix (Sample CY-261), (e) tabular calcite crystals showing a well-developed flow orientation, from the film enveloping the phonolite blocks from the block and ash-flow deposit to the south of Morro das Pedras (sample CY-94) and (f) tear-drop ash-tuff cropping out to the SW of the village of Cachaço (sample CY-246). The deposit is composed of spherical ash particles with secondary spathic calcite filling interstitial voids.

older eruption must be the one that deposited the Mato Grande ash deposit, another is related to the Morro das Pedras event, the Cachaço deposits represent a third eruption, and the Santa Bárbara and Tantum outcrops probably represent the youngest (fourth and fifth) carbonatitic volcanic events.

3. Petrography

3.1. Extrusive carbonatites from the Upper Unit

According to the systematics of Woolley and Kempe (1989), all sampled outcrops of extrusive carbonatites are made up of calciocarbonatites.

Most pyroclastic deposits are ash-tuffs, with grains mostly smaller than 0.20 mm. Some consist of juvenile, tear-drop and spherical particles containing small tabular carbonate crystals without any preferential orientation, with the spaces between particles filled with secondary spathic calcite (Fig. 4f). Usually, pyroclastic particles are fine-grained and have ill-defined grain boundaries, which in some cases can result from a late re-crystallisation process. In a few samples, secondary spathic calcite cement is almost absent, and the rock is formed essentially by agglutinated, very fine carbonatite ash, with large tabular phenocrysts of calcite (Fig. 4a). These rocks are essentially composed of calcite,

with apatite and biotite found in minor quantities. Alkali feldspar is very rare. Frequent accidental material, namely pyroxenite and phonolite, and coarse-grained calcite (from sövite) are present in the pyroclastic deposits, reflecting the lithological nature of the formations crossed by carbonatitic magma during its ascent.

Samples representing carbonatite lava flows (Fig. 4b) and agglutinated ash (Fig. 4e) show a marked flow orientation marked by the same kind of tabular carbonate crystals as in tuffs, creating a trachytic-like texture. The crystals are sub-angular laths with rounded edges, indicating the development of rhombohedral and pyramidal crystal faces. They often produce folded flow lines. The matrix, consisting of fine-grained calcite and oxide dust (magnetite?), is interpreted as resulting from quenching of the remaining carbonatite melt during eruption. Calcite is largely predominant, and apatite and biotite occur rarely.

3.2. Intrusive carbonatites from the Middle Unit

Intrusive calciocarbonatites occur only within the alkaline-carbonatite intrusive complex of the Middle Unit. They are here described for comparison with extrusive carbonatites.

Intrusive carbonatites tend to be equigranular, although some samples display a seriate texture. They are hypidiomorphic to allotriomorphic and are fine- to coarse-grained (0.02 mm–1.5 cm).

Two samples, however, show very large (>2 cm) carbonate crystals. Calcite, which is present in variable amounts, makes up the principal carbonate minerals in these rocks. Other constituents include apatite, alkaline feldspar and oxide minerals. Mica is lacking in many samples but, when present, can be fairly abundant (this mineral phase occurs in 5 of 14 samples). Sodic pyroxene, titanite, analcime and cancrinite are found as accessories.

4. Mineral chemistry

Selected EMP analyses of the main mineral phases of the pyroclastic deposits and lava flows are reported in Table 1, whereas Table 2 gives representative analyses of the most abundant minerals in the intrusive carbonatites from the Middle Unit for comparison.

4.1. Analytical procedures

The mineral compositions were determined at CeGUL/CREMINER (Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa) on a JEOL JXA

8200 microprobe, using a range of natural minerals as standards. An accelerating voltage of 15 kV was combined with a beam current of 10 nA and a beam diameter of 5 µm. Due to the low stability of some minerals under an electron beam and strong loss of Na, a defocused beam diameter (up to 20 µm) was sometimes used.

4.2. Results

The analysed apatites have very high F contents (>3.3 wt.%; >0.88 atoms p.f.u.), even compared with those described in carbonatites worldwide (e.g., Seifert et al., 2000; Brassinnes et al., 2005; D'Orazio et al., 2007). They are, thus, fluorapatites. However, it should be emphasised that fluorapatite analyses from the studied extrusive carbonatites yielded F contents significantly above the stoichiometric value of 3.77 wt.% (up to 4.2 wt.% and 1.095 atoms p.f.u.). This is not very common but has been reported for some carbonatites (e.g., Bünh et al., 2001) and can be considered the result of coupled substitution involving the replacement of phosphorus by tetravalent carbon and of O²⁻ by F⁻ in order to maintain the charge balance: [PO₄]³⁻ ↔ [CO₃F]³⁻;

Table 1
Representative EMP analyses (wt.%) of the major mineral phases of extrusive carbonatites.

Phase sample	Apatite			Calcite				Biotite			
	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-95	CY-221	CY-221	CY-95	CY-95	CY-221	CY-221
	ap2	ap4	ap5	cb21	cb43	cb12	cb24	mc5	mc11	mc1	mc4
<i>Major elements (wt.%)</i>											
SiO ₂	–	–	–	–	–	–	–	36.88	36.78	36.19	38.38
TiO ₂	–	–	–	bdl	bdl	bdl	bdl	3.85	2.01	3.41	2.79
Cr ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	0.01	bdl	bdl	bdl
Al ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	10.12	13.26	10.00	6.75
FeO ^T	0.07	0.08	0.05	0.01	0.06	0.76	0.31	24.98	20.18	24.10	23.95
MnO	bdl	0.06	0.02	–	–	–	–	0.89	0.87	0.81	0.64
MgO	–	–	–	0.97	0.52	0.63	0.75	9.45	12.30	10.99	12.18
CaO	54.97	55.09	54.77	53.15	54.67	49.82	51.94	0.08	0.05	bdl	0.02
SrO	0.61	0.63	0.62	0.31	0.14	0.68	0.64	–	–	–	–
BaO	–	–	–	bdl	0.05	0.74	0.60	0.70	0.16	0.23	0.08
Na ₂ O	0.19	0.17	0.14	0.03	0.02	0.16	0.14	0.49	0.20	0.51	0.43
K ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	8.61	9.57	9.17	9.55
P ₂ O ₅	41.50	41.66	41.98	–	–	–	–	–	–	–	–
La ₂ O ₃	0.06	0.09	0.23	0.02	bdl	0.09	0.04	–	–	–	–
Ce ₂ O ₃	0.23	0.23	0.32	0.03	0.04	0.46	0.38	–	–	–	–
Nd ₂ O ₃	0.18	0.03	0.15	0.01	bdl	0.01	0.02	–	–	–	–
F	4.04	4.15	4.12	–	–	–	–	–	–	–	–
Cl	0.02	0.02	bdl	–	–	–	–	–	–	–	–
O≡F	1.70	1.75	1.74	–	–	–	–	–	–	–	–
O≡Cl	0.00	0.00	0.00	–	–	–	–	–	–	–	–
Total	100.17 ^a	100.46 ^a	100.67 ^a	54.53	55.48	53.36	54.81	96.08	95.38	95.42	94.76
No oxygens	24	24	24	6	6	6	6	22	22	22	22
Si	–	–	–	–	–	–	–	5.904	5.730	5.773	6.165
Ti	–	–	–	–	–	–	–	0.464	0.236	0.409	0.337
Cr	–	–	–	–	–	–	–	0.001	0.000	0.000	0.000
Al	–	–	–	–	–	–	–	1.910	2.435	1.880	1.277
Fe ²⁺	0.010	0.011	0.007	0.000	0.002	0.023	0.009	3.343	2.629	3.215	3.217
Mn	0.000	0.009	0.003	–	–	–	–	0.121	0.114	0.109	0.087
Mg	–	–	–	0.049	0.026	0.034	0.039	2.256	2.856	2.614	2.917
Ca	9.841	9.844	9.841	1.943	1.968	1.909	1.924	0.014	0.009	0.000	0.004
Sr	0.059	0.061	0.060	0.006	0.003	0.014	0.013	–	–	–	–
Ba	–	–	–	0.000	0.001	0.010	0.008	0.044	0.009	0.015	0.005
Na	0.061	0.054	0.046	0.002	0.001	0.011	0.009	0.153	0.062	0.159	0.134
K	–	–	–	–	–	–	–	1.758	1.901	1.866	1.957
P	5.871	5.882	5.960	–	–	–	–	–	–	–	–
La	0.004	0.005	0.014	0.000	0.000	0.001	0.001	–	–	–	–
Ce	0.014	0.014	0.019	0.000	0.000	0.006	0.005	–	–	–	–
Nd	0.011	0.002	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	–	–	–	–
Sum cation	15.871	15.882	15.960	2.001	2.000	2.009	2.007	15.969	15.981	16.039	16.099
F	1.067	1.095	1.094	–	–	–	–	–	–	–	–
Cl	0.002	0.003	0.000	–	–	–	–	–	–	–	–
OH calc	0.931	0.902	0.906	–	–	–	–	–	–	–	–

^a Total minus oxygen for F and Cl; bdl, below detection limit; –, not determined. Mineral abbreviations: ap, apatite; cb, carbonate; mc, mica. OH is calculated assuming (F + Cl + OH) = 2. FeOT, all Fe as FeO.

Table 2

Representative EMP analyses (wt.%) of the major mineral phases of Intrusive carbonatites.

Phase sample	Apatite						Calcite				Biotite	
	CY-116	CY-116	CY-116	CY-145	CY-145	CY-145	CY-116	CY-116	CY-145	CY-1145	CY-116	CY-116
	ap1	ap2	ap8	ap2	ap4	ap7	cb1	cb7	cb2	cb7	mc4	mc8
<i>Major elements (wt.%)</i>												
SiO ₂	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	36.12	37.06
TiO ₂	–	–	–	–	–	–	0.04	bdl	bdl	bdl	4.41	3.71
Cr ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	bdl	0.02
Al ₂ O ₃	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	13.13	12.56
FeOT	0.03	0.07	0.05	0.01	0.02	bdl	0.36	0.30	0.79	0.57	20.16	19.28
MnO	0.04	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	–	–	–	–	0.48	0.45
MgO	–	–	–	–	–	–	0.27	0.27	0.19	0.12	11.54	12.56
CaO	54.69	54.45	55.01	54.41	54.46	54.33	53.64	51.72	52.70	52.37	bdl	0.09
SrO	0.47	0.53	0.55	0.91	0.97	0.88	0.68	0.59	0.15	0.41	–	–
BaO	–	–	–	–	–	–	0.04	0.07	0.02	0.04	0.39	0.30
Na ₂ O	0.23	0.28	0.24	0.13	0.16	0.16	0.01	0.02	bdl	0.02	0.33	0.33
K ₂ O	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	9.43	9.50
P ₂ O ₅	42.33	42.20	41.07	42.11	41.91	42.05	–	–	–	–	–	–
La ₂ O ₃	0.03	0.07	0.16	0.15	0.08	0.15	0.01	bdl	0.00	bdl	–	–
Ce ₂ O ₃	0.28	0.39	0.15	0.20	0.26	0.24	0.01	0.07	0.08	0.04	–	–
Nd ₂ O ₃	0.10	0.20	0.07	0.03	0.10	0.05	bdl	bdl	0.018	0.01	–	–
H ₂ O calc	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	4.01	4.12
F	3.31	3.45	3.64	3.63	3.60	3.51	–	–	–	–	–	–
Cl	0.01	0.01	0.01	bdl	bdl	0.00	–	–	–	–	–	–
O≡F	1.39	1.45	1.53	1.53	1.51	1.48	–	–	–	–	–	–
O≡Cl	0.00	0.00	0.00	–	–	0.00	–	–	–	–	–	–
Total	100.13 ^a	100.22 ^a	99.42 ^a	100.09 ^a	100.06 ^a	99.90 ^a	55.06	53.05	53.95	53.58	95.99	95.88
No oxygens	24	24	24	24	24	24	6	6	6	6	22	22
Si											5.658	5.769
Ti							0.001	0.000	0.000	0.000	0.520	0.434
Cr											0.000	0.003
Al											2.423	2.304
Fe ²⁺	0.004	0.010	0.007	0.001	0.003	0.000	0.010	0.009	0.023	0.017	2.641	2.510
Mn	0.006	0.004	0.002	0.003	0.003	0.002					0.064	0.059
Mg							0.014	0.014	0.010	0.006	2.694	2.921
Ca	9.844	9.802	9.838	9.839	9.821	9.835	1.960	1.962	1.963	1.967	0.000	0.015
Sr	0.046	0.051	0.054	0.089	0.095	0.086	0.013	0.012	0.003	0.008		
Ba							0.000	0.001	0.000	0.001	0.024	0.018
Na	0.075	0.092	0.076	0.044	0.051	0.051	0.001	0.001	0.000	0.001	0.100	0.101
K											1.884	1.887
P	6.021	6.003	5.804	6.017	5.973	6.015						
La	0.002	0.005	0.010	0.009	0.005	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000		
Ce	0.017	0.024	0.009	0.012	0.016	0.015	0.000	0.001	0.001	0.001		
Nd	0.006	0.012	0.004	0.002	0.006	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000		
Sum cation	16.021	16.003	15.804	16.017	15.973	16.015	2.001	2.001	2.000	2.001	16.008	16.022
F	0.880	0.917	0.960	0.969	0.957	0.938						
Cl	0.001	0.002	0.001	0.000	0.000	0.000						
OH calc	1.119	1.081	1.039	1.031	1.043	1.061						

^a Total minus oxygen for F and Cl; bdl, below detection limit; –, not determined. Mineral abbreviations: ap, apatite; cb, carbonate; mc, mica. OH is calculated assuming (F + Cl + OH) = 2. FeO^T, all Fe as FeO.

Binder and Troll (1989). As is typical of carbonatite apatites, they are relatively rich in SrO (up to 0.91 wt.%) and poor in MnO (≤ 0.06 wt.%). Their light rare earth element contents are clearly higher than those determined for calcite in the same samples, in agreement with the *D* values compiled by Bünh et al. (2001). The rare earth element incorporation was probably accompanied by the incorporation of Na⁺ in order to balance charges (Ca²⁺ + Ca²⁺ \leftrightarrow REE³⁺ + Na⁺; Rønso, 1989; Seifert et al., 2000), which would explain the relatively high Na₂O contents (0.13–0.28 wt.%).

In Tables 1 and 2, the calcitic character of carbonates is evident from the low MgO (<0.90 wt.%) and FeO (<0.78 wt.%) contents. Calcites from extrusive carbonatites are clearly more Mg-rich and Fe-poor than their intrusive counterparts, which translates into distinct MgO/(MgO + FeO) contents (extrusives: 0.45–0.99; intrusives: 0.17–0.48). SrO can be as high as 0.69 wt.%.

All present mica is characterised by low X_{phl} (<0.55) and is thus referred to as biotite. K is partially substituted by Na, Ba, and Ca,

which occupy up to 11% of the interlayer site. The TiO₂ concentrations are very high (up to 4.41 wt.%), which is remarkable given the very low TiO₂ contents of the host carbonatitic rocks.

5. Whole rock geochemistry

5.1. Analytical procedures

Nineteen samples of extrusive carbonatites considered representative of different outcrops were studied petrographically; of these, nine samples were selected for major and trace element whole rock analyses. The studied samples are representative of two of three areas where extrusive carbonatites were identified (samples CY-219, CY-221, CY-222 and CY-225 come from the north-eastern part of the island, and samples CY-95, CY-231, CY-238, CY-241 and CY-246 were collected in the south). For comparison, data on 12 of 19 collected samples of older intrusive calciocarbonatite were also selected for chemical analysis.

Samples of 1–2 kg were prepared at the Departamento de Geologia da Universidade de Lisboa. After reducing the sample to centimeter-sized chips in a hydraulic press, the freshest pieces were selected and coarsely pound using a jaw crusher and then powdered in an agate swing mill.

Both major- and trace-element analyses were performed at the Activation Laboratories Ltd., Ancaster, Ontario, Canada. For whole rock analysis, major oxide contents were obtained using Inductively Coupled Plasma–Optical Emission Spectrometry (ICP–OES). Trace element contents were obtained using Inductively Coupled Plasma–Mass Spectrometry (ICP–MS), with the exception of Ba and Sr, which were obtained by ICP–OES. Samples were prepared and analysed in a batch system. Each batch contained a method reagent blank, certified reference material and 17% replicates. Samples were mixed with a flux of lithium metaborate and lithium tetraborate and fused in an induction furnace. The molten melt was immediately poured into a solution of 5% nitric acid containing an internal standard and mixed continuously until completely dissolved (~30 min). The samples were run for major oxides and selected trace elements on a combination simultaneous/sequential Thermo Jarrell–Ash ENVIRO II ICP or a Spectro Cirros ICP. Calibration was performed using seven prepared USGS and CANMET certified reference materials. One of the seven standards was used during the analysis for every group of ten samples. The prepared sample solution was spiked with internal standards to cover the entire mass range and was further diluted and introduced into a Perkin Elmer SCIEX ELAN 6000 or 6100 ICP–MS using a proprietary sample introduction methodology. Fluorine was analysed by the Ion Selective Electrode technique (ISE) and CO₂ by Coulometry.

All elements were analysed under the control of certified international standards. In general, there is good agreement between results obtained by different methods on the same samples. Duplicate measurements give an estimate of the total reproducibility of our analyses. For whole rock carbonatite samples, the reproducibility is better than: (i) 1 relative-% for major element contents (SiO₂, Fe₂O₃, MnO, MgO and CaO); (ii) 3 relative-% for Rare Earth Elements; and (iii) 2 relative-% for elements generally highly incompatible in an oceanic context (Rb, Ba, U, Th). The accuracy of the analyses, evaluated by analysing international standards, is generally better than 12 relative-%, with results for many elements within ±6% of the recommended values. More information on the procedure, precision and accuracy of the Actlabs analyses can be found at <http://www.actlabs.com>.

Sr and Nd isotope analyses were performed on three representative extrusive calciocarbonatite samples (Upper Unit). Isotopic analyses of two intrusive samples (Middle Unit) were taken from Mata et al. (2006). Whole-rock samples (100 mg) were first treated with distilled water and left at 75 °C for a period of 3 h. After the supernatant were removed, drying of samples at 75 °C on hot plates, dissolution of the residue was performed in Savillex beakers with a mixture of 2 ml HF (45 M) + 0.5 ml HNO₃ (14 M), at 75 °C for 24 h (Savillex closed). Then, 0.2 ml HClO₄ (12 M) + 3 ml HNO₃ (7 M) was added to dissolve any residual fluorides. This mixture was evaporated first on a hot plate (at 50 °C for 3 days and 95 °C for 6 h) and then under the *epiradiador* (for 2 h). This was followed by the addition of 5 ml of distilled HCl (6 N) at 75 °C for 24 h and additional drying of the samples at 65 °C on hot plates. The residue was recovered in 10 ml HCl (1.25 M) and centrifuged for 10 min. Sr and Nd separations were performed with the “cascade” column procedure (Sr Spec, True Spec and Ln Spec columns) described by Pin and Bassin (1992) and Pin et al. (1994), after most of the iron was removed through an AG50X4 column. A mixture of HNO₃ (5 M) + HF (0.1 M) was used to collect Sr and REE. Sr and Nd blanks for the complete procedure were <0.5 ng and <0.2 ng, respectively.

Nd and Sr isotope measurements were obtained by thermal ionisation mass spectrometry (TIMS) at the *Laboratoire Magmas et Vol-*

cans (France), using a Finnigan Triton mass spectrometer operating in the static multicollection mode with relay matrix rotation (also called the virtual amplifier) equipped with nine Faraday detectors. Sr samples were loaded on double W filaments with 1 µl H₃PO₄ (3 M) and Nd samples were loaded on the same type of filaments with 1 µl H₃PO₄ (1 M). Measurements of ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr were corrected for ⁸⁷Rb interference. Sr measurements were mass-fractionation-corrected to ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0.1194 and normalised to ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.71025 for the NIST SRM987 standard. Nd isotopic ratios were mass-fractionation-corrected to ¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219 and normalised to ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.51196 for the Rennes–AMES standard. Repeated analyses of the two standards gave ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr = 0.710246 ± 0.000005 (2σ, n = 16) and ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd = 0.511961 ± 0.000007 (2σ, n = 12). A typical run consists of at least nine blocks of 10 cycles in order to allow a full rotation of the virtual amplifier system.

5.2. Results

5.2.1. Major and trace elements

Representative major and trace elements compositions of Brava extrusive carbonatites are listed in Table 3. Data on older intrusive calciocarbonatites are also shown for comparison (Table 4).

Independently of the mode of emplacement (pyroclastic deposits vs. lava flows), Brava extrusive carbonatites exhibit a remarkable compositional uniformity, considering that they represent several (at least five) different eruptions and present a wide geographic dispersion. All selected samples of this group yield high CaO contents (>44 wt.%), which classifies them as calciocarbonatite (Fig. 5; Woolley and Kempe, 1989). Despite the fact that their compositional range in terms of CaO–MgO–Fe₂O₃ + MnO is completely overlapped by the intrusive counterpart, extrusive facies are more iron (\bar{x} Fe₂O₃ = 6.06; from 3.31 to 9.76 wt.%) and manganese (\bar{x} MnO = 1.24; 0.83 to 1.93 wt.%) rich than sövitic rocks (Fe₂O₃: \bar{x} = 2.97; from 0.26 to 13.50 wt.%; MnO: \bar{x} = 0.40; from 0.23 to 0.87 wt.%).

Extrusive carbonatites are significantly richer in trace elements like Ba, Th, U, Nb, Pb and REE, but somewhat less enriched in Sr than the majority of intrusive calciocarbonatites (Figs. 6 and 7). The latter are compositionally more variable and yield more fractionated REE patterns, with (La/Yb)_n up to 102 vs. up to 35. Both extrusive and intrusive calciocarbonatites are commonly depleted in MREE relative to LREE and HREE, resulting into slightly concave upwards patterns.

Primitive mantle-normalised trace element variations (Fig. 7) show that intrusive calciocarbonatite samples are highly variable, with concentration ranges in some elements of two to three orders of magnitude (e.g., Rb, Th, U, Nb, P and Ti). Significant depletions are observed in K, Th, P, Ti, Zr and Hf, with a few samples yielding abundances below primitive mantle values, which are not uncommon in carbonatites elsewhere (Nelson et al., 1988; Woolley and Kempe, 1989). Fig. 8 further illustrates the chemical differences between intrusive and extrusive carbonatites, as well as the larger variability of the Middle Unit intrusive carbonatites.

5.2.2. Sr–Nd isotopic data

The whole rock Nd and Sr isotopic compositions of Brava calciocarbonatites are listed in Table 6 and plotted in Fig. 9. The element differences reported above are confirmed by isotopic data, which produce two distinct clusters on the ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd vs. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr diagram. Both groups are characterised by Sr and Nd isotopic signatures indicating their ultimate origin from sources with time-integrated depletion in the more incompatible elements. Intrusive calciocarbonatites of the Middle Unit have higher initial ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd ratios and lower initial ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr ratios than the extrusive calciocarbonatites of the Upper Unit (see Table 6).

Table 3

Major (wt.%) and trace element (ppm) analyses of Extrusive Carbonatites from the Upper Unity of Brava Island.

Sample	Extrusive calciocarbonatites								
	CY-95	CY-219	CY-221	CY-222	CY-225	CY-231	CY-238	CY-241	CY-246
<i>Major elements (wt.%)</i>									
SiO ₂	2.03	0.78	1.11	0.56	1.20	3.23	0.85	1.21	1.39
TiO ₂	0.183	0.174	0.316	0.198	0.236	0.279	0.166	0.159	0.156
Al ₂ O ₃	0.82	0.23	0.40	0.25	0.40	1.31	0.40	0.38	0.64
Fe ₂ O ₃ ^T	5.06	5.73	9.76	6.38	7.24	7.51	5.04	4.51	3.31
MnO	0.964	1.217	1.929	1.337	1.466	1.464	1.015	0.949	0.832
MgO	1.00	1.12	1.52	1.06	1.16	0.84	0.54	0.72	0.84
CaO	50.04	48.06	48.22	50.96	46.98	44.88	50.04	51.79	49.55
Na ₂ O	0.20	0.43	0.40	0.21	0.45	0.26	0.13	0.16	0.07
K ₂ O	0.13	0.03	0.12	0.08	0.09	0.18	0.07	0.13	0.09
P ₂ O ₅	0.90	1.08	2.21	0.98	1.19	1.86	1.09	1.02	0.39
LOI	37.21	37.24	34.08	37.97	36.65	38.12	37.14	37.78	42.44
F	1.10	0.70	0.45	0.46	0.82	1.14	0.77	0.84	0.13
Total	99.64	96.79	100.52	100.45	97.88	101.07	97.25	99.65	99.84
<i>Trace elements (ppm)</i>									
Rb	5.0	4.0	8.0	2.0	7.0	20.0	8.0	12.0	12.0
Sr	6596	7961	6811	4799	8434	7999	6671	5600	3008
Y	157	199	294	193	222	197	159	175	132
Zr	99	108	143	74	113	121	66	68	53
Nb	140	113	186	147	108	102	143	145	75
Cs	0.3	0.1	0.3	<0.1	0.2	2.6	0.2	0.5	0.3
Ba	10330	6019	9200	5634	3834	12140	11460	16130	431
Hf	1.4	2.4	2.5	1.5	2.2	1.8	1.2	1.1	1.0
Ta	0.62	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.51	0.16
Pb	32	38	51	37	44	45	39	34	36
Th	25.3	35.0	56.0	34.4	36.6	35.9	26.7	24.7	20.2
U	4.07	5.24	8.09	2.50	5.67	3.13	3.65	2.47	2.41
La	531	363	722	511	416	421	327	417	506
Ce	507	636	1370	920	725	734	586	759	746
Pr	95	119	170	122	138	136	103	95	89
Nd	311	391	571	405	458	439	341	310	264
Sm	46.4	58.8	87.0	61.5	68.2	66.1	50.5	45.4	34.5
Eu	15.0	18.6	27.8	19.9	22.5	21.3	16.2	15.1	10.9
Gd	38.0	50.0	76.0	54.7	57.0	54.0	41.1	40.3	28.2
Tb	5.11	6.88	10.20	7.15	7.88	7.32	5.50	5.18	3.85
Dy	28.1	36.3	51.5	36.2	41.3	37.8	29.2	28.2	21.2
Ho	5.01	6.62	9.11	6.50	7.26	6.50	5.04	5.48	4.00
Er	13.6	17.9	26.1	17.6	19.5	17.2	13.6	15.9	11.5
Tm	1.81	2.44	3.88	2.44	2.58	2.21	1.75	2.24	1.57
Yb	11.0	15.0	24.2	14.5	15.2	13.0	10.5	13.3	9.7
Lu	1.53	2.10	3.27	1.97	2.06	1.73	1.44	1.79	1.37
ΣREE	1609	1724	3152	2180	1980	1957	1532	1754	1732

6. Discussion

6.1. Occurrence and volcano-stratigraphy

On a global scale, extrusive carbonatites are very rare, compared with intrusive ones (Woolley and Church, 2005). Brava extrusive carbonatites are dominated by pyroclastic deposits, which demonstrate that these magmas can be characterised by significant explosivity, despite their extremely low viscosity (see Keller, 1989, for additional examples). Interestingly, one of the Brava occurrences must correspond to a carbonatitic pyroclastic flow deposit, strengthening the conviction that this kind of volcanic events also occurs in carbonatitic volcanism, despite the reservations expressed by Keller (1989).

In Cape Verde, carbonatites are usually assigned to the basal complexes of the islands, being formed during a relatively early stage of the emerged evolution of the volcanic construction (e.g., Serralheiro, 1976; Alves et al., 1979; Silva et al., 1981; Jørgensen and Holm, 2002; Madeira et al., 2005). In Fuerteventura (Canary archipelago), carbonatites are restricted to the basal complex (Muñoz et al., 2005; De Ignacio et al., 2006). Carbonatites on Brava occur in two distinct volcano-stratigraphic positions. Intrusive carbonatites are intimately associated with intrusive plutonic silicate rocks (mainly nepheline syenites, syenites and pyroxenites)

belonging to the basal complex, while the extrusive ones correspond to the youngest volcanism of the island. Brava extrusive carbonatites are, therefore, exceptional among the oceanic carbonatites and unique in the context of the Cape Verde geology, as they are associated with the latest magmatic events in the island.

The only age determinations in Brava are those from Obradovich (reported by Lancelot and Allègre (1974)) and Knill (reported by Hoernle et al. (2002)), who measured K–Ar ages of 3.7 and 2.1 Ma, respectively, in biotites of intrusive carbonatites (Middle Unit). Hoernle et al. (2002) suggested for the extrusive carbonatite that they studied an age of <1000 years, based on geomorphological arguments. So far, the ≈2 Ma time lag between the formation of intrusive and extrusive carbonatites cannot be better constrained. However, such a time gap seems reasonable, given that the two episodes of carbonatite formation were separated by a major erosional phase and important uplift of up to 350 m of the submarine formations and intrusive rocks of the basal complex.

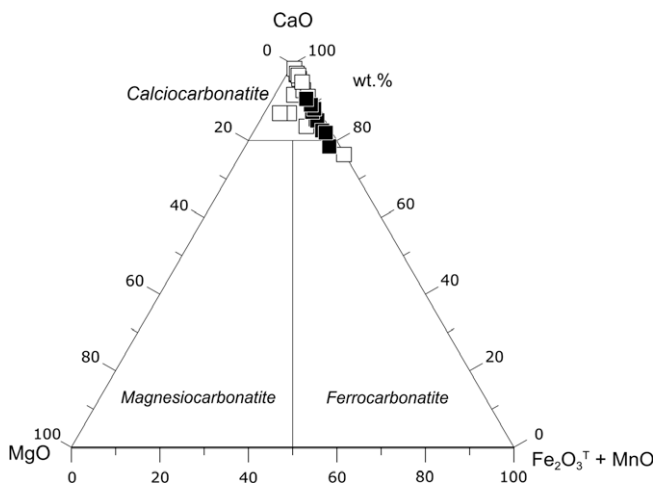
6.2. Geochemical comparison with the other Cape Verde carbonatites

In agreement with the time lag mentioned above, the ultimate sources of both groups of Brava carbonatites are clearly distinct, as shown by Sr and Nd isotope differences (Fig. 9). Despite similar

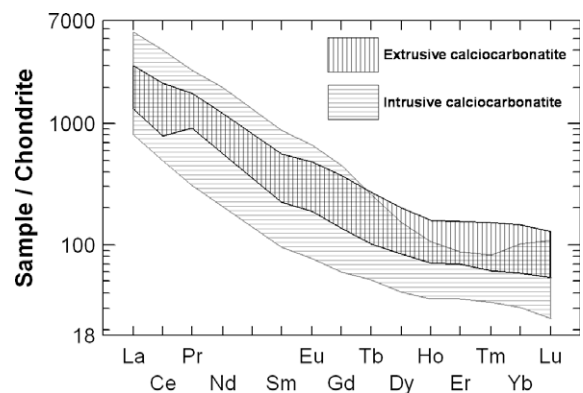
Table 4

Major (wt.%) and trace element (ppm) analyses of Intrusive Carbonatites from the Middle Unit of Brava Island.

Sample	Intrusive calciocarbonatites											
	CY-23	CY-56	CY-116	CY-139	CY-142	CY-144	CY-145	CY-156	CY-157	CY-161	BR-15	BR-23
<i>Major elements (wt.%)</i>												
SiO ₂	0.42	0.09	11.92	0.29	2.03	1.49	0.92	5.80	0.36	16.90	3.04	0.27
TiO ₂	0.027	<0.001	0.913	<0.001	<0.001	0.621	<0.001	0.049	0.005	0.223	0.216	0.007
Al ₂ O ₃	0.12	0.03	4.37	0.09	0.52	0.33	0.27	0.32	0.19	4.85	0.52	0.10
Fe ₂ O ₃ ^T	0.71	0.26	4.93	1.88	1.38	13.50	0.86	2.79	2.10	4.48	3.93	2.16
MnO	0.500	0.269	0.251	0.528	0.461	0.310	0.352	0.236	0.874	0.233	0.270	0.368
MgO	0.30	0.10	2.31	2.07	0.27	0.13	0.18	0.51	3.80	0.70	0.45	0.12
CaO	53.09	54.64	38.84	51.01	52.11	45.15	52.91	48.48	46.08	37.81	49.75	53.87
Na ₂ O	0.06	0.04	1.36	0.07	0.32	0.15	0.09	0.89	0.09	2.00	0.31	0.08
K ₂ O	0.08	<0.01	1.82	<0.01	<0.01	0.12	0.12	0.06	0.05	1.19	0.26	0.05
P ₂ O ₅	0.46	<0.01	4.33	0.37	0.05	1.18	0.12	0.38	0.08	1.67	5.63	0.21
LOI	42.13	43.14	27.23	42.68	41.70	34.93	42.63	38.09	42.31	28.09	34.2	42.33
F	0.08	<0.01	0.55	0.14	0.04	0.12	0.04	0.08	0.23	0.18	-	-
Total	97.98	98.57	98.82	99.13	98.88	98.03	98.49	97.69	96.17	98.33	98.58	99.57
<i>Trace elements (ppm)</i>												
Rb	7.0	<1.0	94.0	<1.0	<1.0	8.0	4.0	9.0	<1.0	38.0	27.0	26.0
Sr	>10000	>10000	5955	3174	7835	8869	8563	>10000	>10000	9152	8466	8622
Y	115	121	117	112	89	93	100	63	145	68	115	99
Zr	<4	<4	160	55	<4	40	<4	316	61	553	103	247
Nb	1.8	0.4	46.6	6.3	2.5	6.0	6.0	4.5	6.5	41.7	10.8	4.6
Cs	<0.1	<0.1	0.9	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.4	-	-
Ba	1016	531	1062	1427	763	454	459	568	5803	1274	314	1041
Hf	0.2	0.2	2.3	0.6	0.2	0.6	0.2	4.2	0.9	8.7	1.5	0.2
Ta	<0.01	<0.01	1.05	<0.01	<0.01	<0.01	0.08	<0.01	<0.01	0.49	-	-
Pb	<5	<5	14	<5	8	6	9	<5	16	6	-	-
Th	0.2	0.1	5.1	28.1	1.9	1.6	10.8	1.0	8.5	6.2	7.1	1.9
U	0.13	0.02	0.71	1.93	1.15	0.49	3.25	0.35	3.60	1.08	1.06	3.11
La	386	354	324	675	285	281	259	196	1380	203	307	280
Ce	671	615	640	1340	496	483	458	314	2560	342	608	502
Pr	66	60	72	133	49	48	45	30	263	34	65	48
Nd	227	209	282	452	163	163	155	98	935	117	241	166
Sm	32.2	30.6	45.8	61.1	24.4	25.6	24.2	14.7	135.0	18.7	39.1	26.8
Eu	10.2	9.5	14.2	16.5	7.3	7.9	7.6	4.5	38.8	5.8	11.1	7.9
Gd	25.8	24.8	36.1	38.1	18.5	20.5	19.6	12.2	92.3	15.3	32.8	22.8
Tb	3.94	3.83	5.21	4.47	2.78	3.13	3.23	1.93	9.82	2.33	4.35	3.33
Dy	21.2	21.0	25.5	21.2	15.2	16.7	17.7	10.4	38.9	12.5	21.5	17.1
Ho	3.96	3.98	4.56	3.87	2.94	3.10	3.36	2.01	6.04	2.32	3.87	3.20
Er	11.5	11.5	11.8	12.5	9.1	8.9	10.2	6.0	14.6	6.7	10.7	9.2
Tm	1.63	1.60	1.49	2.12	1.39	1.26	1.56	0.87	1.69	0.96	1.48	1.36
Yb	10.2	9.7	8.4	16.8	8.9	7.6	10.0	5.1	9.1	5.7	8.4	9.0
Lu	1.47	1.38	1.14	2.77	1.27	1.03	1.39	0.70	1.06	0.80	1.12	1.28
ΣREE	1472	1356	1472	2779	1084	1071	1016	697	5485	767	1356	1098

**Fig. 5.** Extrusive and intrusive carbonatite samples of Brava Island in the classification diagram of Woolley and Kempe (1989) using wt.% oxides. Open squares: intrusive calciocarbonatite, closed squares: extrusive calciocarbonatites.

ranges in isotopic variability, the extrusive carbonatites are clearly more homogeneous than the intrusive ones in terms of their elemental characteristics (Fig. 8), suggesting that they underwent less

**Fig. 6.** REE patterns of extrusive calciocarbonatite samples, Upper Unit. Intrusive calciocarbonatites, Middle Unit, are shown for comparison. Normalising values are from Palme and O'Neill (2003).

complex magmatic evolution, like crystal fractionation and/or cumulative processes. This suggests that the extrusive carbonatites were subject to relatively shorter residence times in magma chambers, which, different from occurred for the intrusive magmas, prevented significant magma evolution (see also Woolley and Church,

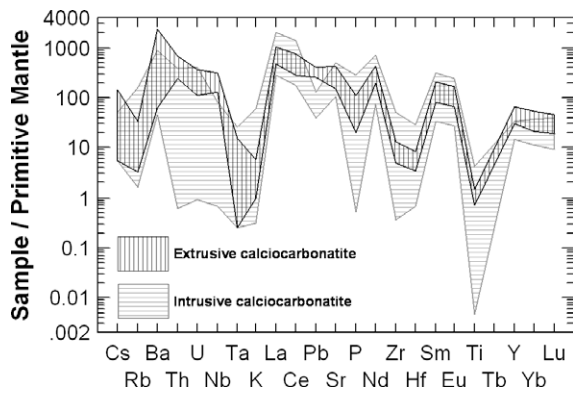


Fig. 7. Trace-element abundances of extrusive calciocarbonatite, Upper Unit, compared with intrusive calciocarbonatite, Middle Unit. Normalising values are from [Palme and O'Neill \(2003\)](#).

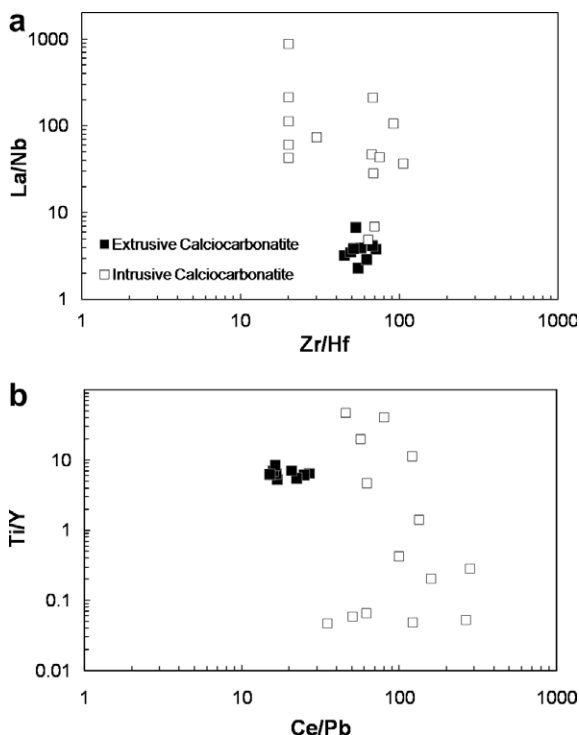


Fig. 8. Zr/Hf vs. La/Nb (a) and Ce/Pb vs. Ti/Y, (b) diagrams comparing extrusive and intrusive calciocarbonatites from Brava Island.

2005). From this perspective, the very pronounced Ti and P negative anomalies of the intrusive carbonatites from the Middle Unit, compared with the extrusive ones, can be explained by the effect of apatite and Ti-rich phase fractionation.

The Cape Verde magmatic rocks are highly heterogeneous in terms of their isotopic signatures. [Gerlach et al. \(1988\)](#) considered that, from an isotopic point of view, the Cape Verde islands can be subdivided into two groups. The northern islands are representative of sources with comparatively higher time-integrated depletion of Rb and Nd relative to Sr and Sm, being simultaneously more radiogenic than the southern islands in terms of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios (see also [Doucelance et al., 2003](#)). The intrusive carbonatites, independent of their occurrence in the northern or southern islands, yield Sr and Nd isotopic compositions that cluster in a zone of the Sr–Nd diagram where the northern and southern silicate rock fields overlap (see [Hoernle et al., 2002](#); [Fig. 5](#)). The same conclusion can be drawn from the existing data for Brava intrusive cal-

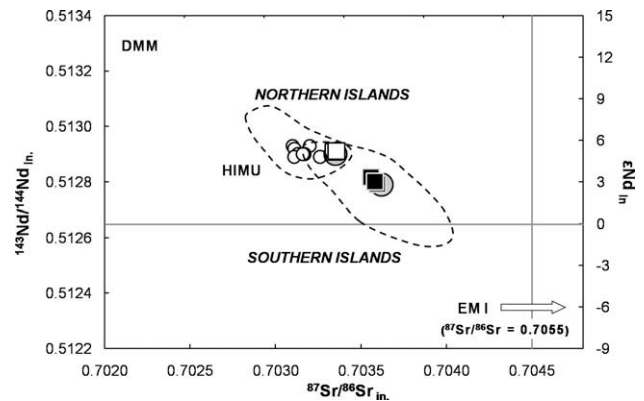


Fig. 9. Initial Nd vs. initial Sr isotope plot. Data are compared with those of other Cape Verde carbonatites: small open circles – Santiago, Fogo and São Vicente calciocarbonatites ([Hoernle et al., 2002](#)); large grey-filled circles – Brava calciocarbonatites (intrusive and extrusive occurrences; [Hoernle et al., 2002](#)); open squares – Brava intrusive calciocarbonatite (this study); closed squares – Brava extrusive calciocarbonatites (this study). in, initial.

ciocarbonatites. However, the extrusive carbonatites described in this paper plot clearly within the field defined by the Southern Cape Verde islands. This demonstrates that the extrusive carbonatites of Brava were ultimately the products of a source clearly distinct from those producing the other Cape Verde carbonatites, either in the northern islands (S. Vicente) or in the southern islands (Maio, Santiago, Fogo and Brava intrusives).

6.3. Petrogenesis

The genesis of carbonatitic magmas is usually addressed in terms of three distinct processes: (1) a very low degree of partial melting of a carbonated peridotite; (2) extreme fractional crystallisation of a carbonated silicate magma; and (3) immiscibility from carbonated nephelinitic or phonolitic magmas (see below for references).

The isotopic similitude between Brava extrusive calciocarbonatites and the silicate rocks from the Upper Unit makes the two last genetic models feasible, whereas in the context of the first hypothesis, it would be possible to hypothesise that the carbonatitic and nephelinitic magmas were ultimately derived from a homogeneous mantle source, with different degrees of partial melting.

Experimental studies on model and natural systems at high pressures (>2.0 GPa) have shown that melting of carbonate-bearing peridotites yields magnesiocarbonatite liquids (e.g., [Dalton and Wood, 1993](#); [Wyllie and Lee, 1998](#); [Lee et al., 2000](#); [Foley et al., 2009](#), and references therein). However, experimental work at lower pressures has shown that magnesiocarbonatite liquids rising through the lithospheric mantle may react with peridotites, forming wehrlites and becoming progressively more calcium-rich as a consequence of the reaction with orthopyroxene to produce olivine and clinopyroxene. If magmas experimentally produced by partial melting process are characterised by $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ up to 0.88, it is theoretically likely that carbonatitic melts in equilibrium with wehrlite could have $\text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ as high as 0.96 ([Dalton and Wood, 1993](#)). This is not significantly different from the characteristics of Brava extrusive carbonatites. However, the studied rocks are characterised by very low concentrations in transition elements ($\text{Ni} < \text{detection limit}$ (20 ppm); $\text{Cr} < \text{detection limit}$ (5 ppm); $\text{Sc} < 0.3 \text{ ppm}$) and $\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+}) < 0.18$, which impede the consideration that the Brava extrusive calciocarbonatites were generated in equilibrium with mantle residual olivine and/or pyroxene (see [Eggler, 1989](#)).

Table 5

Major (wt.%) and trace element (ppm) analyses of representative samples of alkaline silicate rocks from the Upper Unit of Brava Island.

Sample	Mafic rocks						Phonolites					
	CY-32	CY-98	CY-124	CY-199	CY-200	CY-247	CY-80	CY-123	CY-168	CY-188	CY-215	CY-265
<i>Major elements (wt.%)</i>												
SiO ₂	42.31	39.32	43.88	44.71	44.66	38.81	54.41	51.38	50.80	53.46	46.02	51.91
TiO ₂	3.765	3.945	2.839	2.551	2.625	3.836	0.339	0.379	0.353	0.408	2.166	0.394
Al ₂ O ₃	14.39	11.81	15.19	14.97	15.06	11.08	22.20	20.90	21.90	21.79	17.96	21.87
Fe ₂ O ₃ ^T	11.87	12.74	10.33	9.69	9.87	12.70	2.77	3.25	3.39	3.43	8.09	3.41
MnO	0.204	0.205	0.198	0.187	0.188	0.182	0.210	0.136	0.194	0.201	0.201	0.201
MgO	5.76	9.59	6.43	7.47	7.47	12.89	0.13	0.25	0.45	0.23	2.69	0.27
CaO	11.66	13.07	9.74	8.83	8.99	13.09	0.98	1.99	1.68	1.98	7.50	1.76
Na ₂ O	5.80	3.79	5.53	5.97	5.97	4.47	11.42	11.66	11.26	10.65	9.14	10.03
K ₂ O	0.92	1.33	2.46	2.88	2.98	2.01	6.33	6.33	6.37	6.34	4.03	7.14
P ₂ O ₅	0.64	0.64	0.56	0.49	0.49	0.55	0.06	0.07	0.04	0.06	0.54	0.05
LOI	1.79	2.65	2.52	1.28	1.02	0.64	1.25	3.73	3.15	2.07	1.41	2.54
Total	99.11	99.08	99.67	99.02	99.33	100.30	100.10	100.10	99.57	100.60	99.75	99.56
<i>Trace elements (ppm)</i>												
Rb	25.0	16.0	36.0	51.0	52.0	42.0	224.0	180.0	210.0	198.0	66.0	224.0
Sr	973	793	998	841	873	726	482	573	747	876	1313	1292
Y	33	31	26	24	26	23	21	13	20	22	31	21
Zr	347	302	342	354	342	214	885	878	733	787	440	725
Nb	87.7	73.7	75.7	74.9	74.5	66.5	128.0	148.0	101.0	111.0	105.0	102.0
Cs	0.9	0.6	1.1	1.1	0.9	0.3	2.6	2.5	2.3	2.6	1.3	2.0
Ba	650	602	1102	877	972	593	254	927	655	1132	1636	1806
Hf	7.8	7.5	7.0	7.4	7.2	5.4	14.6	13.0	10.9	12.2	7.9	10.9
Ta	5.37	5.70	4.34	3.70	3.85	4.09	3.03	4.11	1.77	2.44	4.90	2.30
Pb	8	5	16	7	8	5	22	12	22	22	11	15
Th	6.4	4.7	6.7	7.1	7.0	3.2	17.9	14.4	18.8	18.0	8.9	11.0
U	1.41	1.23	1.63	1.74	1.51	0.84	6.17	4.11	5.86	6.15	1.81	3.27
La	64	55	56	48	50	44	49	31	42	64	80	65
Ce	132	119	114	98	102	93	84	54	72	101	153	110
Pr	14.70	14.00	12.50	10.80	11.20	10.80	7.42	5.30	6.64	9.03	16.20	9.58
Nd	58	57	48	42	44	42	22	18	21	27	56	28
Sm	10.6	10.5	8.7	7.6	7.9	8.3	3.3	2.8	3.3	3.9	9.3	4.1
Eu	3.5	3.5	2.9	2.5	2.7	2.7	1.1	0.9	1.1	1.3	3.1	1.3
Gd	9.9	10.1	7.8	7.0	7.3	7.1	2.6	2.2	2.4	2.8	7.3	3.2
Tb	1.38	1.32	1.11	1.00	1.03	1.00	0.50	0.37	0.48	0.53	1.11	0.57
Dy	6.84	6.39	5.69	5.00	5.25	5.05	3.12	2.18	3.08	3.36	5.72	3.41
Ho	1.18	1.13	0.99	0.89	0.94	0.83	0.66	0.43	0.64	0.71	1.03	0.68
Er	3.06	2.91	2.59	2.37	2.44	2.10	2.23	1.31	2.09	2.32	2.80	2.12
Tm	0.421	0.384	0.353	0.330	0.344	0.255	0.385	0.211	0.349	0.387	0.391	0.341
Yb	2.43	2.21	2.09	2.04	2.08	1.44	2.64	1.45	2.51	2.70	2.41	2.36
Lu	0.333	0.297	0.298	0.286	0.290	0.189	0.413	0.217	0.385	0.421	0.339	0.348
ΣREE	309	284	263	227	237	219	180	120	158	220	338	231

Table 6

Strontium and neodymium isotopic compositions of Brava carbonatites.

Sample	Occurrence	Type	Age (Ma)	[Rb] (ppm)	[Sr] (ppm)	⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr		[Sm] (ppm)	[Nd] (ppm)	¹⁴⁷ Sm/ ¹⁴⁴ Nd	¹⁴³ Nd/ ¹⁴⁴ Nd	
							Measured	Initial				Measured	Initial
BR-15 ^a	Intrusive	Ca-carb.	2	27	8466	0.0092	0.703340 (12)	0.703340	39.1	241	0.0981	0.512910 (07)	0.512908
BR-23 ^a	Intrusive	Ca-carb.	2	1	8622	0.0003	0.703356 (08)	0.703356	26.8	166	0.0976	0.512912 (09)	0.512911
CY-95	Extrusive	Ca-carb.	0	5	6596	0.0022	0.703595 (06)	0.703595	46.4	311	0.0902	0.512792 (05)	0.512792
CY-222	Extrusive	Ca-carb.	0	2	4799	0.0012	0.703557 (07)	0.703557	61.5	405	0.0918	0.512816 (08)	0.512816
CY-238	Extrusive	Ca-carb.	0	8	6671	0.0035	0.703580 (06)	0.703580	50.5	341	0.0895	0.512801 (06)	0.512801

^a Isotopic analysis were taken from Mata et al. (2006).

Petrological evidence for the formation of carbonatite magma through extreme fractionation of a carbonated silicate parent has been presented by some authors (e.g., Watkinson and Wyllie, 1971; Otto and Wyllie, 1993; Lee and Wyllie, 1994; Church and Jones, 1995). This implies that variation diagrams are characterised by discernible liquid-line-of-descent that can explain the evolution, by fractional crystallisation, from silicate to carbonatitic magmas. Clearly, this is not observed for volcanics of the Upper Unit (Table 5, Fig. 10). Indeed, the Zr depletion of carbonatites cannot be explained by fractionation of zircon or amphibole, because this would also deplete carbonatitic magmas in Lu and Th, in the case of zircon, and in Y in the case of amphibole, which is not observed. Moreover, none of these mineral phases are reported in the phono-

litic rocks. In addition, the significant K₂O depletion of carbonatites cannot be explained by alkali feldspar fractionation, given the carbonatite enrichment in Sr and Ba relative to phonolites (Fig. 10).

The frequent intimate association of carbonatites with highly silica-undersaturated, alkaline, silicate rocks, coupled with field and melt inclusion evidence, gave rise to the hypothesis that carbonatitic magmas could be generated through liquid immiscibility, an idea repeatedly confirmed by experimental data (e.g., Koster van Groos and Wyllie, 1963; Kjarsgaard and Hamilton, 1988, 1989; Kjarsgaard and Peterson, 1991; Kjarsgaard et al., 1995; Lee and Wyllie, 1997, 1998a, 1998b; Ray and Shukla, 2004; Panina and Motorina, 2008). It has been suggested that pure calcic carbonatites (>80% CaCO₃) cannot form by immiscibility and must be

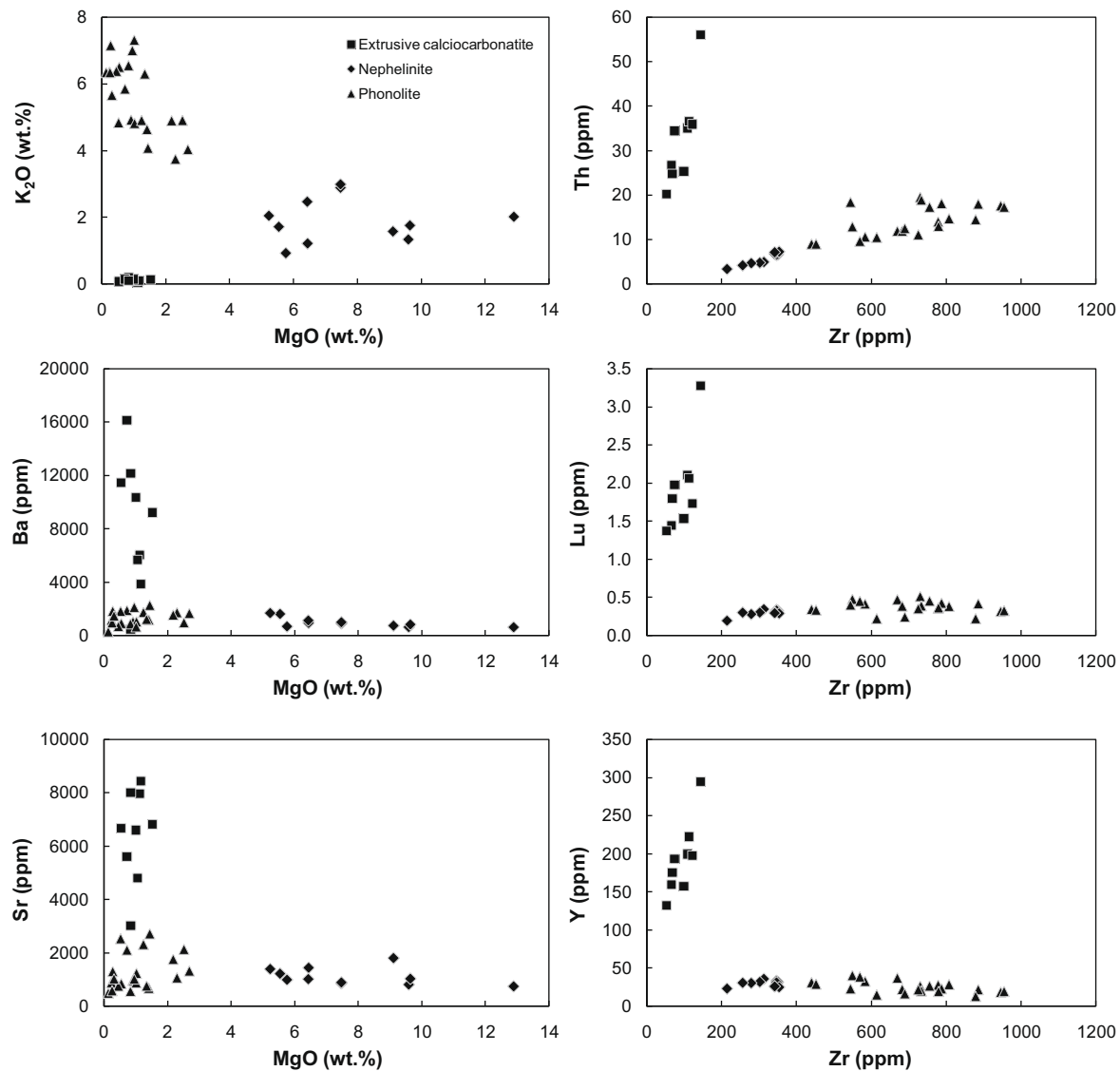


Fig. 10. Plot of K₂O, Ba and Sr vs. MgO, and Th, Lu and Y vs. Zr for alkaline silicate rocks and extrusive calciocarbonatites from Brava.

considered cumulates, given that they plot in the so-called “forbidden volume” in $[\text{CaO} + \text{MgO} - \text{FeO}^*] - [\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}] - [\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{TiO}_2]$ -space (Lee and Wyllie, 1996). From this perspective, Brava extrusive carbonatites and most of the naturally occurring calciocarbonatites cannot represent the carbonate fraction that was separated by immiscibility from a silicate parent. However, Kjarsgaard (1998) obtained calciocarbonatite liquids with very high Ca/(Ca + Mg) ratios (down to 0.91) and moderate alkali contents through low-pressure (0.2–0.5 GPa) liquid immiscibility experiments, providing support for the possibility of a genesis of calciocarbonatites by immiscibility. In order to test the applicability of the immiscibility model for the Brava extrusive calciocarbonatites, their compositions and those from their potential silicate conjugates (Table 5) were plotted on the pseudo-ternary triangle $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{CaFemix}$ presented by Freestone and Hamilton (1980) (Fig. 11). From the positioning in this diagram, carbonatites can be viewed as the result of an immiscibility process, from which also resulted a silicate conjugate of nephelinitic composition, given that they plot at the opposite ends of one of the experimental conjugation lines. If this model applies to the studied rocks, the trace-element enrichment/depletion of the extrusive calciocarbonatites with respect to their potential silicate conjugates should be consistent with the available experimental

data on the trace-element partitioning between immiscible silicate–carbonate liquids. Fig. 12 shows the concentrations of selected elements of three extrusive carbonatites, normalised to the composition of the nephelinitic rock from the Upper Unit (Table 5) plotting closest to the solvus and to the end of the conjugation line.

With respect to the nephelinitic rock, the calciocarbonatites are highly depleted in the alkaline elements K, Na, Rb and Cs, and also in Zr, Hf, Ta and Ti. However, they are enriched in P, Sr, Ba, Nb and REE. These results are in agreement with the experimental data obtained by Veksler et al. (1998) for the partitioning of trace elements between carbonatitic and silicate melts: $D_{\text{Ba}}^{\text{carb/sil}} = 5.2$; $D_{\text{Sr}}^{\text{carb/sil}} = 4.1$; $D_{\text{Ti}}^{\text{carb/sil}} = 0.41$; $D_{\text{Zr}}^{\text{carb/sil}} = 0.016$; $D_{\text{Nb}}^{\text{carb/sil}} = 0.503$; $D_{\text{Ta}}^{\text{carb/sil}} = 0.099$. Note that this process also offers a plausible explanation for the decoupling between pairs of elements considered geochemically coherent. Indeed, the Nb/Ta and Zr/Hf ratios of carbonatitic and nephelinitic rocks are clearly distinct (carbonatites: Nb/Ta ≥ 226 , Zr/Hf ≥ 45 ; nephelinites: Nb/Ta ≤ 16.3 , Zr/Hf ≤ 42.3), reflecting significant differences in the partition coefficients of these elements during immiscibility $K_{\text{D Nb/Ta}}^{\text{carb/sil}} = 5.1$; $K_{\text{D Zr/Hf}}^{\text{carb/sil}} = 1.7$; Veksler et al., 1998). In conclusion, the isotopic similarity between carbonatites and contemporaneous nephelinitic rocks, their positioning in the $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3) - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) - \text{CaFemix}$ diagram, and the

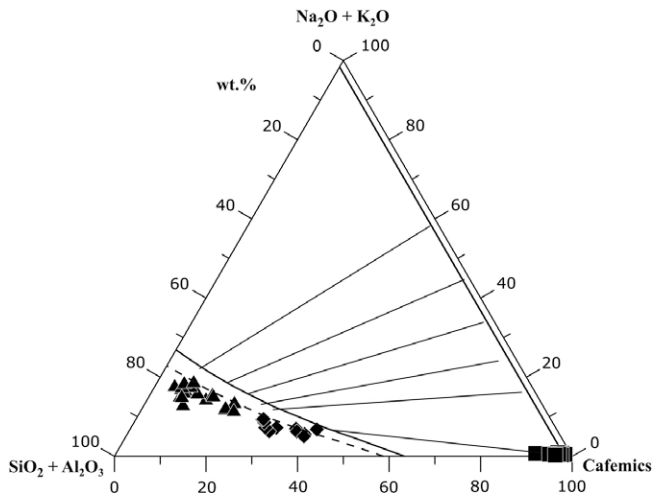


Fig. 11. Carbonate–silicate liquid immiscibility in the experimental system $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)\text{--}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})\text{--}\text{Cafemics}$ ($\text{CaO} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO}$) (Kjarsgaard and Hamilton, 1988). The silicate limb of immiscibility at 0.5 GPa (bold continuous line) and 0.8 GPa (dashed line) and experimentally determined tie-lines to different carbonatite compositions are indicated. Symbols are the same as those used in Fig. 10. Our alkaline silicate rocks present an evolution along the limb of the solvus for 0.8 GPa. The compositions of some nephelinites found in association with the carbonatites can be seen to have conjugate liquids carbonates plotting very close to the Cafemic corner, i.e., very poor in K + Na, but rich in Ca, Mg, Fe, Mn.

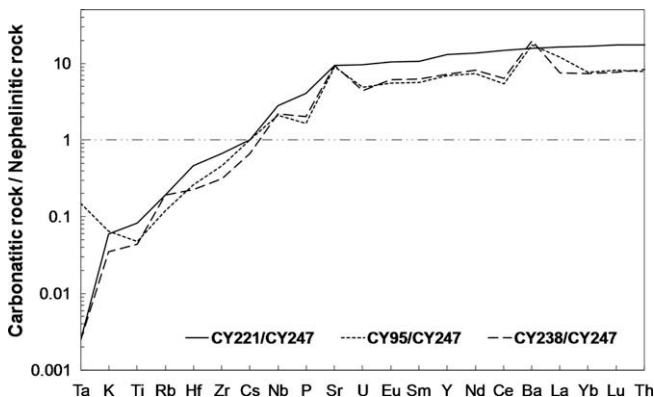


Fig. 12. Enrichment factor for selected elements of three extrusive calciocarbonatites with respect to the composition of a nephelinitic rock from the Upper Unit (sample CY-247) plotting closest to the solvus and to the end of the conjugation line drawn in Fig. 11.

elemental characteristics of these two types of rocks support a carbonatite genesis by carbonate/silicate liquid unmixing. This genetic model is also supported by the close temporal and spatial association of carbonatites and nephelinites.

Hamilton et al. (1989) demonstrated a significant pressure dependence of the $D^{\text{sil/carb}}$ for the rare earth elements. The $D^{\text{sil/carb}}$ values for REE decrease as P increases, becoming slightly less than 1 at about 0.6 GPa. This means that the REE enrichment of Brava carbonatites relative to nephelinites points to the occurrence of the immiscibility process at pressures of at least around 0.6 GPa.

The occurrence of immiscibility processes in the Upper Unit of Brava was already suggested by Kogarko (1993), who described the occurrence of carbonatite globules in phonolitic rocks. However, from our data we conclude that phonolite–carbonatite melt unmixing was not responsible for the generation of the outcropping carbonatites. Indeed, these are too alkali-poor to have been in equilibrium with melts of phonolitic composition (Fig. 11).

7. Conclusions

On the Island of Brava (Cape Verde), carbonatites occur in two distinct volcano-stratigraphic positions. Intrusive carbonatites are intimately associated with intrusive plutonic silicate rocks (mainly nepheline syenites, syenites and pyroxenites) belonging to the basal complex, whereas extrusive ones, the central aim of this paper, are part of the youngest volcanism of the island.

At least 20 small outcrops of dark-brown to blackish extrusive carbonatites were found on this island, most of which were made up of pyroclastic products, comprising magmatic and/or phreatomagmatic ash and lapilli fall deposits and one probable pyroclastic flow. Lava (alvikite) flows may also be present in one locality (Santa Bárbara). These extrusive carbonatites, corresponding to at least five distinct eruptions, are unique in the context of the Cape Verde geology, given that they are the only ones formed during a late stage of the development of island building. They are also unique in terms of geochemistry. Indeed, extrusive carbonatites have lower $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ compared with all other Cape Verde carbonatites, either in the northern (S. Vicente) or in the southern islands (Maio, Santiago, Fogo and Brava intrusives), plotting clearly within the field defined by the silicate rocks of the Southern group of Cape Verde.

Based on the results obtained in this study for carbonatites and silicate rocks from Brava, we propose a genetic model invoking carbonatite–nephelinite immiscibility. This is supported by the intimate association of carbonatites with nephelinitic rocks, the similarities in their radiogenic isotope signatures, the comparison of their major element compositions with the results of experimental data, and carbonatite/nephelinite trace element enrichment/depletion factors compatible with experimental data on the partitioning of trace elements between nephelinite/carbonate liquid pairs.

Acknowledgements

This work was supported by FCT/FEDER through project PLINT (POCTI/CTA/45802/2002), GEODYN (LATTEX, POCTI-ISFL-5-32) and by a PhD scholarship from FCT (SFRH/BD/39493/2007) co-financed by FEDER for C. Mourão. We also acknowledge the supports of the Calouste Gulbenkian Foundation, which provided access to the analytical facilities of the Institute de Physique du Globe de Paris and the Laboratoire Magmas et Volcans (France). The authors are grateful to C. Bosq and P. Rodrigues for skilled assistance during the chemical separation of Sr and Nd and electron microprobe analyses, respectively. We acknowledge the suggestions of the reviewers Bernard Bonin and Christian Koeberl, which helped to improve this paper.

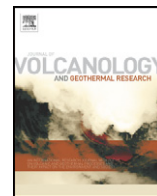
References

- Aires-Barros, L., 1968. Petrografia do ilhéu Grande (ilha Brava, Cabo Verde). *Garcia de Orta* 16, 249–258.
- Allègre, C.J., Pineau, F., Bernat, M., Javoy, M., 1971. Evidence for the occurrence of carbonatites on Cape Verde and Canary Islands. *Nature Physical Science* 233, 103–104.
- Alves, M.C.A., Macedo, J.R., Silva, L.C., Serralheiro, A., Peixoto Faria, A.F., 1979. Estudo geológico, petrológico e vulcanológico da ilha de Santiago (Cabo Verde). *Garcia de Orta* 3 (1–2), 47–74.
- Assunção, C.F.T., Machado, F., Gomes, R.A.D., 1965. On the occurrence of carbonatites in the Cape Verde Islands. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal* 16, 179–188.
- Bailey, D.K., 1993. Carbonate magmas. *Journal of the Geological Society* 150, 637–651.
- Binder, G., Troll, G., 1989. Coupled anion substitution in natural carbon-bearing apatites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 101, 394–401.
- Brassinnes, S., Balaganskaya, E., Demaiiffe, D., 2005. Magmatic evolution of the differentiated ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion of Vuoriyarvi (Kola Peninsula, Russia). A LA-ICP-MS study of apatite. *Lithos* 85, 76–92.
- Bünh, B., Wall, F., Le Bas, M.J., 2001. Rare-earth element systematics of carbonatitic fluorapatites, and their significance for carbonatite magma evolution. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 141, 572–591.

- Chauvel, C., McDonough, W., Guille, G., Maury, R., Duncan, R., 1997. Contrasting old and young volcanism in Rurutu Island, Austral chain. *Chemical Geology* 139, 125–143.
- Church, A.A., Jones, A.P., 1995. Silicate–carbonate immiscibility at Oldoinyo Lengai. *Journal of Petrology* 36, 869–889.
- Coltorti, M., Bonadiman, C., Hinton, R.W., Siena, F., Upton, B.G.J., 1999. Carbonatite metasomatism of the oceanic upper mantle: evidence from clinopyroxenes and glasses in ultramafic xenoliths of Grande Comore, Indian Ocean. *Journal of Petrology* 40, 133–165.
- Dalton, J.A., Wood, B.J., 1993. The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wallrock reaction in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 119, 511–525.
- De Ignacio, C., Muñoz, M., Sagredo, J., Fernández-Santín, S., Johansson, A., 2006. Isotope geochemistry and FOZO mantle component of the alkaline–carbonatitic association of Fuerteventura, Canary Islands, Spain. *Chemical Geology* 232, 99–113.
- D’Orazio, M., Innocenti, F., Tonarini, S., Doglioni, C., 2007. Carbonatites in a subduction system: The Pleistocene alvikites from Mt. Vulture (southern Italy). *Lithos* 98, 313–334.
- Doucelance, R., Escrig, S., Moreira, M., Gariépy, C., Kurz, M.D., 2003. Pb–Sr–He isotope and trace element geochemistry of the Cape Verde Archipelago. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 3717–3733.
- Eggler, D.H., 1989. Carbonatites, primary melts and mantle dynamics. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites – Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 561–579.
- Foley, S.F., Yaxley, G.M., Rosenthal, A., Buhre, S., Kiseeva, E.S., Rapp, R.P., Jacob, D.E., 2009. The composition of near-solidus melts of peridotite in the presence of CO₂ and H₂O between 40 and 60 kbar. *Lithos*, doi:10.1016/j.lithos.2009.03.020.
- Freestone, I.C., Hamilton, D.L., 1980. The role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites – an experimental study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 73, 105–117.
- Fúster, J.M., Cendrero, A., Gastesi, P., Ibarrola, E., López-Ruiz, J., 1968. *Geología y Volcanología de las Islas Canarias, Fuerteventura*. Instituto Lucas Mallada, CSIC, Madrid. 239 p.
- Gerlach, D.C., Cliff, R.A., Davies, G.R., Norry, M., Hodgeson, N., 1988. Magma sources of the Cape Verdes Archipelago: isotopic and trace element constraints. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 2979–2992.
- Hamilton, D.L., Bedson, P., Esson, J., 1989. The behavior of trace elements in the evolution of carbonatites. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 405–427.
- Hauri, E.H., Shimizu, N., Dieu, J.J., Hart, S.R., 1993. Evidence for hotspot-related carbonatite metasomatism in the oceanic upper mantle. *Nature* 364, 221–227.
- Hoernle, K.A., Tilton, G., LeBas, M.J., Duggen, S., Garbe-Schönberg, D., 2002. Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142, 520–542.
- Jørgensen, J.O., Holm, P.M., 2002. Temporal variation and carbonatite contamination in primitive ocean island volcanics from Sao Vicente, Cape Verde Islands. *Chemical Geology* 192, 249–267.
- Keller, J., 1989. Extrusive carbonatites and their significance. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 70–88.
- Kjarsgaard, B.A., 1998. Phase relations of a carbonated high-CaO nephelinite at 0.2 and 0.5 GPa. *Journal of Petrology* 39, 2061–2075.
- Kjarsgaard, B.A., Hamilton, D.L., 1988. Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites. *Mineralogical Magazine* 52, 43–55.
- Kjarsgaard, B.A., Hamilton, D.L., 1989. The genesis of carbonatites by immiscibility. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 388–404.
- Kjarsgaard, B.A., Peterson, T.D., 1991. Nephelinite–carbonatite immiscibility at Shombole volcano, East Africa: petrographic and experimental evidence. *Mineralogy and Petrology* 43, 293–314.
- Kjarsgaard, B.A., Hamilton, D.L., Peterson, T.D., 1995. Peralkaline nephelinite/carbonatite liquid immiscibility: comparison of phase compositions in experiments and natural lavas from Oldoinyo Lengai. In: Bell, K., Keller, J. (Eds.), *Carbonatite Volcanism: Oldoinyo Lengai and the Petrogenesis of Natrocarbonatites*. Springer-Verlag, Berlin, pp. 4–22.
- Kogarko, L.N., 1993. Geochemical characteristics of oceanic carbonatites from the Cape Verde Islands. *South African Journal of Geology* 96, 119–125.
- Koster van Groos, A.F., Wyllie, P.J., 1963. Experimental data bearing on the role of liquid immiscibility in the genesis of carbonatites. *Nature* 199, 801–802.
- Lancelot, J.R., Allègre, C.J., 1974. Origin of carbonatite magma in the light of the Pb–U–Th isotope system. *Earth and Planetary Science Letters* 22, 233–238.
- Lee, W.-J., Wyllie, P.J., 1994. Experimental data bearing on liquid immiscibility, crystal fractionation, and the origin of calciocarbonatites. *International Geology Review* 36, 797–819.
- Lee, W.J., Wyllie, P.J., 1996. Liquid immiscibility in the join NaAlSi₃O₈–CaCO₃ to 2.5 GPa and the origin of calciocarbonatite magmas. *Journal of Petrology* 37, 1125–1152.
- Lee, W.-J., Wyllie, P.J., 1997. Liquid immiscibility in the join NaAlSiO₄–NaAlSi₃O₈–CaCO₃ at 1 GPa: Implications for crustal carbonatites. *Journal of Petrology* 38, 1113–1135.
- Lee, W.-J., Wyllie, P.J., 1998a. Petrogenesis of Carbonatite Magma_s from Mantle to Crust, Constrained by the System CaO–(MgO + FeO)–(Na₂O + K₂O)–(SiO₂ + Al₂O₃ + TiO₂)–CO₂. *Journal of Petrology* 37, 495–517.
- Lee, W.-J., Wyllie, P.J., 1998b. Processes of crustal carbonatite formation by liquid immiscibility and differentiation, elucidated by model systems. *Journal of Petrology* 39, 2005–2013.
- Lee, W.-J., Fanelli, M.F., Cava, N., Wyllie, P.J., 2000. Calciocarbonatite and magnesiocarbonatite rocks and magmas represented in the system CaO–MgO–CO₂–H₂O at 0.2 GPa. *Mineralogy and Petrology* 68, 225–256.
- Machado, F., Azeredo Leme, J., Monjardino, J., Seita, M.F., 1968. Carta geológica de Cabo Verde, notícia explicativa da Ilha Brava e dos Ilhéus Secos. Garcia de Orta 16, 123–130.
- Madeira, J., Munhá, J., Tassinari, C.C.G., Mata, J., Brum da Silveira, A., Martins, S., 2005. K/Ar Ages of Carbonatites from the Island of Fogo (Cape Verde). XIV Semana de Geoquímica/VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa. Aveiro, Portugal. pp. 475–478.
- Madeira, J., Mata, J., Mourão, C., 2006. Volcano-tectonic structure of Brava Island (Cape Verde). VII Congresso Nacional de Geologia. Évora, Portugal. pp. 279–282.
- Madeira, J., Brum da Silveira, A., Mata, J., Mourão, C., Martins, S., 2009. The role of mass movements on the geomorphologic evolution of island volcanoes: examples from Fogo and Brava in the Cape Verde archipelago. *Comunicações Geológicas* 95, 99–112.
- Martins, S., Mata, J., Munhá, J., Mattielli, N., 2007. Plume–lithosphere interaction at Santiago Island (Cape Verde) (abstract). *Geochimica et Cosmochimica Acta* 75 (15S), A630.
- Mata, J., Munhá, J., Kerrich, R., 1999. Evidências para a ocorrência de metassomatismo carbonatítico na fonte mantélica da Ilha da Madeira (abstract). In: *Anais do V Congresso Geoquímico dos Países de Língua Portuguesa Porto Seguro, Brasil*. pp. 550–551.
- Mata, J., Moreira, M., Doucelance, R., Silva, L.C., Martins, S., Mourão, C., Raquin, A., Martins, L., Madureira, P., 2006. Sr, Nd and noble gases isotopic constraints on the origin of the Cape Verde carbonatites (abstract). VII Congresso Nacional de Geologia. Évora, Portugal. pp. 201–203.
- Mattielli, N., Weis, D., Blichert-toft, J., Albarède, F., 2002. Hf isotope evidence for a Miocene change in the Kerguelen Mantle plume composition. *Journal of Petrology* 43, 1327–1339.
- Monnereau, M., Cazenave, A., 1990. Depth and geoid anomalies over oceanic hotspot swells: a global survey. *Journal of Geophysical Research* 95, 429–438.
- Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F.A., Masters, G., 2006. A catalogue of deep mantle plumes: new results from finite-frequency tomography. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 70, 1007–1029. doi:10.1016/j.gca.2006.03.012.
- Muñoz, M., Sagredo, J., de Ignacio, C., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., 2005. New data (U–Pb, K–Ar) on the geochronology of the alkaline–carbonatitic association of Fuerteventura, Canary Islands, Spain. *Lithos* 85, 140–153.
- Nelson, D.R., Chivas, A.R., Chappell, B.W., McCulloch, M.T., 1988. Geochemical and isotopic systematics in carbonatites and implications for the evolution of ocean island sources. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 1–17.
- Otto, J.W., Wyllie, P.J., 1993. Relationships between silicate melts and carbonate-precipitating melts in CaO–MgO–SiO₂–CO₂–H₂O at 2 kbar. *Mineralogy and Petrology* 48, 343–365.
- Palme, H., O’Neill, H., 2003. Cosmochemical estimates of mantle compositions. In: Carlson, R. (Ed.), *Treatise on Geochemistry. The Mantle and Core*, vol. 2. Elsevier, Washington, pp. 1–38.
- Panina, L.L., Motorina, I.V., 2008. Liquid immiscibility in deep-seated magmas and the generation of carbonatite melts. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 72, 448–464.
- Peterson, A.L., Wolff, J.A., Turbeville, B.N., 1989. Eruption mechanisms of extrusive carbonatites on an ocean island: Brava, Cape Verde islands. *EOS Transactions of the American Geophysical Union* 70, 1421 (abstract).
- Pin, C., Bassin, C., 1992. Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials. *Analytica Chimica Acta* 269, 249–255.
- Pin, C., Briot, D., Bassin, C., Poitrasson, F., 1994. Concomitant separation of strontium and samarium–neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta* 268, 209–217.
- Ray, J., Shukla, P.N., 2004. Trace element geochemistry of Amba Dongar carbonatite complex, India: Evidence for fractional crystallization and silicate–carbonate melt immiscibility. *Proceedings – Indian Academy of Science* 113, 519–531.
- Rønbo, J.G., 1989. Coupled substitutions involving REEs and Na and Si in apatites in alkaline rocks from the Ilimaussaq intrusion, South Greenland. *American Mineralogist* 74, 896–901.
- Seifert, W., Kämpf, H., Wasternack, J., 2000. Compositional variation in apatite, phlogopite and other accessory minerals of the ultramafic Delitzsch complex, Germany: implication for cooling history of carbonatites. *Lithos* 53, 81–100.
- Serralheiro A., 1976. A geologia da ilha de Santiago. Boletim do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico da Faculdade de Ciências de Lisboa, vol. 14, 218 p.
- Silva, L., Le Bas, M.J., Robertson, A.H.F., 1981. An oceanic carbonatite volcano on Santiago, Cape Verde Islands. *Nature* 294, 644–645.
- Veksler, I.V., Petibon, C., Jenner, G.A., Dorfman, A.M., Dingwell, D.B., 1998. Trace element partitioning in immiscible silicate–carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave. *Journal of Petrology* 39, 2095–2104.
- Watkinson, D.H., Wyllie, P.J., 1971. Experimental study of the join NaAlSi₃O₈–CaCO₃–H₂O and the genesis of alkalic rock carbonatite complexes. *Journal of Petrology* 12, 357–378.
- Woolley, A.R., Church, A.A., 2005. Extrusive carbonatites: a brief review. *Lithos* 85, 1–14.
- Woolley, A.R., Kempe, D.R.C., 1989. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 1–14.
- Wyllie, P.J., Lee, W.-J., 1998. Model system controls on conditions for formation of magnesiocarbonatite and calciocarbonatite magmas from the mantle. *Journal of Petrology* 39, 1885–1893.

Journal of Volcanology and Geothermal Research

2010



Volcano-stratigraphic and structural evolution of Brava Island (Cape Verde) based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U–Th and field constraints

José Madeira ^{a,b,c,*}, João Mata ^{a,d}, Cyntia Mourão ^{a,d}, António Brum da Silveira ^{a,b,c}, Sofia Martins ^{a,d}, Ricardo Ramalho ^{b,e}, Dirk L. Hoffmann ^{f,1}

^a Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Departamento de Geologia (GeoFCUL), Campo Grande, Edifício C6, 1749-016 Lisboa, Portugal

^b LATTEX, Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental, Lisboa, Portugal

^c Instituto Dom Luiz, Laboratório Associado (IDL–LA), Lisboa, Portugal

^d Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (CeGUL), Lisboa, Portugal

^e Department of Earth Sciences, University of Bristol, Wills Memorial Building, Queen's Road, Bristol, BS8 1RJ, UK

^f School of Geographical Sciences, University of Bristol, University Road, Bristol, BS8 1SS, UK

ARTICLE INFO

Article history:

Received 2 February 2010

Accepted 18 July 2010

Available online 24 July 2010

Keywords:

Cape Verde

Brava Island

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating

volcano-stratigraphy

uplift

ABSTRACT

Three volcano-stratigraphic units were identified at Brava Island in the Cape Verde Archipelago on the basis of field relationships, geologic mapping and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and U–Th ages. The Lower Unit comprises a 2-to-3 Ma-old submarine volcanic sequence that represents the seamount stage. It is composed of nephelinitic/ankaramitic hyaloclastites and pillow lavas, which are cut by abundant co-genetic dikes. Plutonic rocks of an alkaline–carbonatite complex, which intruded the submarine sequence 1.8 to 1.3 Ma ago, constitute the Middle Unit. A major erosional surface developed between 1.3 and ~0.25 Ma. The post-erosional volcanism recorded in the Upper Unit started 0.25 Ma ago and is dominated by phonolitic magmatism. This phase is characterised by explosive phreato-magmatic and magmatic activity that produced block and ash flow, surge, and pyroclastic fall deposits and numerous phreato-magmatic craters. Effusive events are represented by lava domes and coulées. One peculiarity of Brava is the occurrence of carbonatites in both the plutonic complex and the post-erosional phase as extrusive volcanics. The intrusive carbonatites are younger than those occurring on Fogo, Santiago and Maio islands. Young (Upper Pleistocene to Holocene) extrusive carbonatites occurring in the late stages of volcanism are unknown in other Cape Verde islands. The occurrence of pillow lavas and hyaloclastites above the present sea level (up to 400 m) and raised Upper Pleistocene beaches indicates continuous uplift of Brava since the seamount stage. By dating raised marine markers, uplift rates were estimated at between 0.2 and 0.4 mm/a. The evolution of Brava was controlled by faults with directions similar to those described for Fogo, suggesting a common stress field. A detailed geological map (1/25,000) of Brava is presented.

© 2010 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

Cape Verde has long been considered the result of lithosphere impingement by a mantle plume (e.g. Crough, 1978). The role of a mantle plume in causing intra-plate magmatism can be inferred from the spatial age distribution, which relies on high-quality age databases. Age data are also essential for understanding the building

processes on a specific island, dating and determining the rates of lithospheric vertical movements, and studying the geochemical temporal evolution of magmatism at either a specific island or the archipelago scale.

Geochronology of the Cape Verde magmatism has improved significantly with the publication of numerous $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for Santo Antão (Plesner et al., 2002), São Vicente, São Nicolau and Santiago (Bosse et al., 2007), São Nicolau (Duprat et al., 2007), Santiago, Sal and São Vicente (Holm et al., 2008), Santiago and São Nicolau (Ramalho et al., 2010a) and Boavista (Dyhr and Holm, 2010). For Maio, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages were previously presented along with K/Ar ages (Mitchell et al., 1983). In addition, K/Ar ages were published for Fogo (Lancelot and Allègre, 1974), Santiago, Brava and Maio (Bernard-Griffiths et al., 1975), Maio (Grunau et al., 1975), Sal (Torres et al., 2002) and Fogo (Madeira et al., 2005). Cosmogenic ^3He exposure dating was performed on pre- and post-caldera collapse lavas of Fogo (Foeken et al., 2009).

* Corresponding author. Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Departamento de Geologia (GeoFCUL), Campo Grande, Edifício C6, 1749-016 Lisboa, Portugal. Tel.: +351 21750342; fax: +351 217500064.

E-mail addresses: jmadeira@fc.ul.pt (J. Madeira), jmata@fc.ul.pt (J. Mata), ccmourao@fc.ul.pt (C. Mourão), antonio.brum@fc.ul.pt (A. Brum da Silveira), smmartins@fc.ul.pt (S. Martins), ric.ramalho@bristol.ac.uk (R. Ramalho), dirk.hoffmann@cenieh.es (D.L. Hoffmann).

¹ Present address: Geochronology Research Group, CENIEH, Paseo Sierra de Atapuerca s/n, 09002 Burgos, Spain.

Nevertheless, the geochronological data for Brava were scarce and inconsistent with field evidence. Bernard-Griffiths et al. (1975) presented K/Ar ages for a nephelinite (2.4 ± 0.2 Ma) and a phonolite (5.9 ± 0.1 Ma) that disagree with their relative volcano-stratigraphic position. The only other age known to date was presented by Hoernle et al. (2002) for an intrusive granular calciocarbonatite (2.1 Ma by K/Ar).

We present fourteen $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age determinations from rocks covering the entire exposed Brava sequence. Laser ablation U–Th disequilibrium geochronology was used on three corals to date a Quaternary marine deposit. Field observations and geochronological data allowed reconstruction of the volcano-stratigraphic evolution of Brava. The tectonic structure of Brava is presented and uplift rates for the island are inferred. This information is synthesised on a detailed geological map of the island at a 1/25,000 scale (see [Supplementary data – Appendix A](#)), which we consider a fundamental tool for future research on the island. Fig. 1, a reduced version of this map, represents major volcano-stratigraphic units and volcanic and volcano-tectonic structures.

Geochemistry is beyond the scope of this paper; it will be the main focus of a forthcoming paper. However, some data are presented here to characterise the magmatic products building Brava Island.

2. Geological setting

The Cape Verde Archipelago (15–17°N, 23–26°W) is composed of 10 islands and various islets that roughly form a westward-facing horseshoe. They are located 600 to 900 km west of the African coast, on the southwestern part of the Cape Verde Rise, a swell ≈ 2.2 km high and 1400–1600 km wide that is considered the largest oceanic intra-plate bathymetric anomaly (e.g., Lodge and Helffrich, 2006). The archipelago stands on old (120–140 Ma; Williams et al., 1990; Müller et al., 2008) and thick (≈ 85 km; Cazenave et al., 1988) oceanic lithosphere. Crustal thickness is anomalously high (up to 22 km) beneath the islands, but normal (≈ 7 km) between them (Ali et al., 2003; Lodge and Helffrich, 2006; Pim et al., 2008).

The archipelago is also associated with important residual geoid, gravimetric and heat flow anomalies (e.g. Dash et al., 1976; Courtney and White, 1986); elsewhere, these features are believed to result from mantle plumes (e.g. Sleep, 1990). The genesis of Cape Verde from a deeply anchored mantle plume seems to be supported by seismic tomography studies (Montelli et al., 2006; Zhao, 2007) and by unradiogenic He isotope signatures obtained both from silicate and carbonatitic rocks (R/Ra up to 15.7), which point to the contribution of a high $^3\text{He}/^4\text{He}$ reservoir that could plausibly exist in the deepest parts of the lower mantle (cf. Christensen et al., 2001; Doucelance et al., 2003; Mourão et al., 2007; Mata et al., 2010). Notably, however, a recent analysis of P-to-S receiver functions showed that the time separation between the 410 and 660 km discontinuities is not modified beneath Cape Verde (Helffrich et al., 2010).

Currently exposed volcanic sequences in the archipelago range in age from the Miocene to the present. The oldest published date for the Cape Verde hotspot (≈ 26 Ma) was obtained for a submarine basalt from the basal complex of the Island of Sal (Torres et al., 2002). The most recent eruption at Fogo Island occurred in 1995, when 0.054 to 0.068 km³ of basanitic lava was emitted in a 55-day-long eruption (Madeira et al., 1997; Torres et al., 1997). The mean rate of melt crustal emplacement for the archipelago (0.026 km³a⁻¹) corresponds to $\approx 9\%$ of the flux calculated for Hawaii (Holm et al., 2008). The long magmatic history and the semi-stationary position of the lithosphere (Pollitz, 1991; Holm et al., 2008) explain how such a weak plume produced the world largest oceanic swell (e.g. Mata et al., 2010).

The region has been subjected to important vertical movements, as demonstrated by the occurrence of MORB at Maio and Santiago (De Paepe et al., 1974; Gerlach et al., 1988; Millet et al., 2008), seafloor sediments of probable Lower Cretaceous age at Maio (Azéma et al., 1990; Holm et al., 2008) and uplifted submarine alkaline lavas on

several islands, which reach 450 m asl (above present sea level) on Santiago Island (Serralheiro, 1976; Holm et al., 2008; Ramalho et al., in press).

Cape Verde has been renowned for its abundant carbonatites, which occur on at least 6 of the 10 islands (including Brava; e.g., Assunção et al., 1965; Allègre et al., 1971; Silva et al., 1981; Turbeville et al., 1987; Hoernle et al., 2002; Mata et al., 2010; Mourão et al., 2010). Previously, “calcareous dikes” and “calcareous masses of volcanic origin” were mentioned by Bebiano (1932). Carbonatitic melts, which act as mantle metasomatic agents, are believed to influence the geochemistry of some of the Cape Verde silicate magmas (Martins et al., 2010).

Brava (64 km²) is the westernmost island of the NE–SW-aligned chain along with Maio, Santiago and Fogo. It is located 18 km west of Fogo, from which it is separated by depths in excess of 1400 m. Multibeam bathymetry and backscatter studies revealed a submarine field of volcanic cones in the area between these islands (Masson et al., 2008; Grevenmeyer et al., 2009).

The earliest geological study of Brava was conducted by Bebiano (1932), but the first serious effort to establish a stratigraphic succession for the island was made thirty-five years later (Machado et al., 1968). These authors briefly described the petrography of the main lithotypes, including intrusive carbonatites, that were reported earlier by Assunção et al. (1965) and Machado et al. (1967). More recently, the petrology and geochemistry of carbonatites and occasionally their associated silica-undersaturated rocks have been discussed in papers by Kogarko (1993), Hoernle et al. (2002), Mourão et al. (2010) and Mata et al. (2010).

Although no historical eruptions have occurred on Brava, the island is seismically active. In contrast, Fogo, which is located just 18 km to the East, has experienced at least 27 historical eruptions but much less seismicity (Bebiano, 1932; Heleno da Silva and Fonseca, 1999). Recent data show that seismic activity originates offshore and is likely related to either the submarine volcanic field situated between Fogo and Brava or the Cadamosto seamount, a growing 3-km-tall volcano located southwest of Brava (Heleno da Silva et al., 2006; Le Bas et al., 2007; Masson et al., 2008; Grevenmeyer et al., 2009).

3. Methods

3.1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology

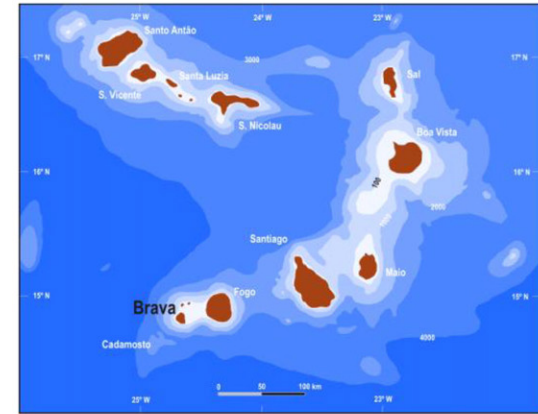
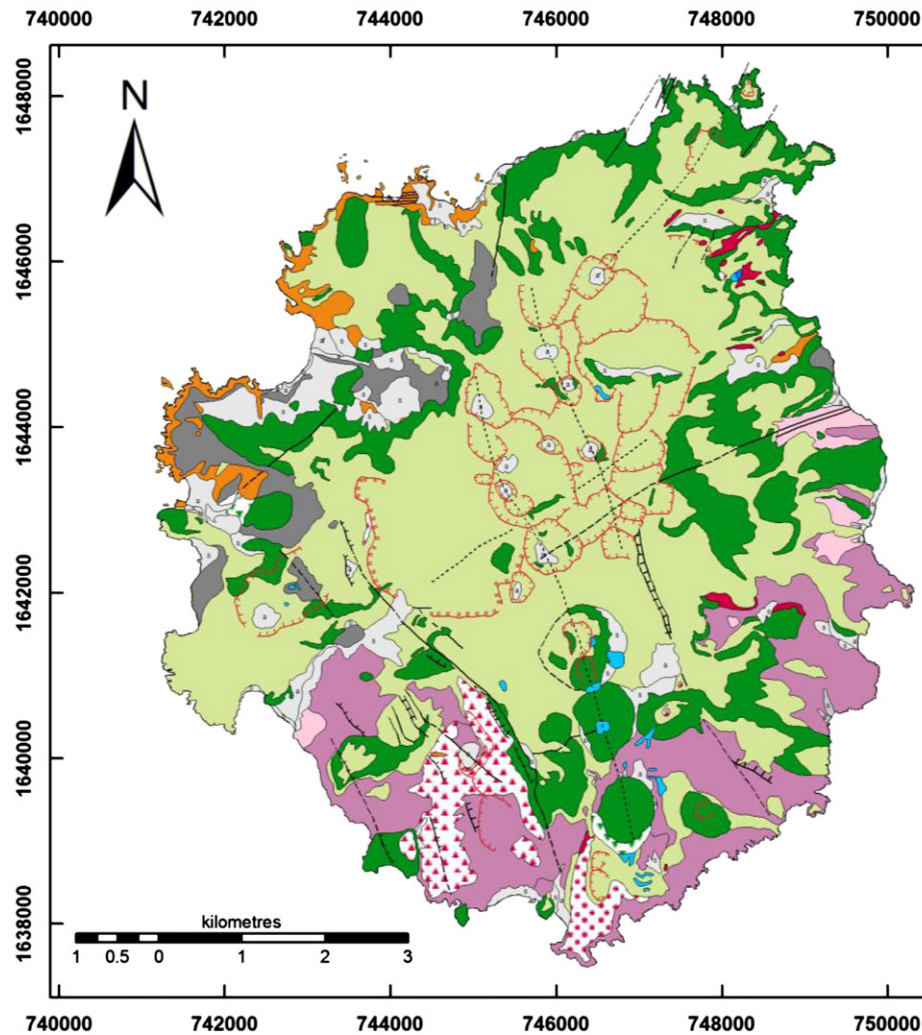
Ages were determined for fourteen samples using the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method at the Noble Gas Mass Spectrometry Laboratory, Oregon State University (USA). Samples were selected based primarily on their stratigraphic position as well as their lithological and geochemical characteristics (see [Supplementary data – Appendix B](#)). The materials to be analysed within each sample were selected according to specific mineralogical constraints and the granularity and homogeneity of the samples.

Whole-rock material was collected by a diamond-tipped drill bite which produced a 5-mm-diameter core that was divided into disks of 100–300 mg. To recover groundmass and mineral separates, the samples were crushed and sieved (fraction 250–500 μm), and phenocrysts were removed by magnetic methods. The samples were then cleaned using a mild acid treatment (5% HNO_3), washed in an ultrasonic bath, rinsed with de-ionized water and dried in an oven. Finally, samples were hand-picked under a binocular microscope, washed with acetone and de-ionized water and oven-dried (Duncan and Keller, 2004).

In the TRIGA reactor at Oregon State University, samples were irradiated with neutrons at 1 MW power for 6 h along with the FCT-3 biotite standard (28.03 ± 0.01 Ma age) to monitor the neutron flux.

A MAP 215-50 rare gas mass spectrometer was used to perform $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analyses. Ar extraction by incremental step heating was achieved for whole-rock or groundmass/mineral separates with a

GEOLOGICAL MAP OF BRAVA ISLAND (CAPE VERDE)



STRATIGRAPHIC UNITS

SEDIMENTS

a; b; s; af; t
ls

(a) alluvium; (b) beach sand and gravel;
(ls) landslide deposits; (s) slope talus;
(af) alluvial fans; (t) calcareous travertine
and tufa

UPPER UNIT - Post-erosional volcanism (< 500 ka)

Carbonatite Volcanism
(*) Pyroclastic deposits (spatter, ash fall,
block and ash flow) and (**) lava flows

**Mafic Volcanism (nephelinites,
tephrites and phonotephrites)**
(*) magmatic and (**) phreato-magmatic
pyroclastic fall deposits

lava flows

Phonolite Volcanism
Undifferentiated pyroclastic fall, flow
and surge deposits

(*) crumple breccia, (**) lava domes
and coulées (lava flows)

Major unconformity (~1.3 to 0.5 Ma)

MIDDLE UNIT - Intrusive Complex (1.95 to 1.36 Ma)

(*) Alkaline-carbonatite intrusive complex:
(py/j) pyroxenites and jiolites (Melleigite-
Urtite series); and (n) nepheline-syenites
(**) main intrusive masses of carbonatite

LOWER UNIT - Seamount phase (2.92 to 1.99 Ma)

Submarine volcanism of nephelinite/ankaramite
composition: undifferentiated lava flows
(pillow lavas and pillow breccias) and
hyaloclastites, intruded by dike swarms

SYMBOLS

Crater rim
Probable caldera rim
Fault scarp, fault trace,
hidden/probable fault
Volcano-tectonic lineament

Fig. 1. Simplified geologic map of Brava. The inset on the upper right corner shows the geographic setting of Brava in the context of the Cape Verde archipelago. Geological mapping is based on 1:25,000-scale topographic maps (Serviço Cartográfico do Exército, Portugal, 1979) and stereoscopic black and white aerial photos at the 1:30,000 scale (Centro de Geografia do Ultramar, Portugal, 1957). A larger version of the map, at the 1:25,000 scale, is available as Supplementary data (Appendix A).

Heine low-blank double vacuum resistance furnace and a Merchantek 10-Watt continuous fire CO₂ laser, respectively. Samples were degassed during 10 to 16 temperature steps, depending on individual sample characteristics, from 400 °C to 1400 °C. Prior to age calculation, all data were corrected for system blanks, mass fractionation and interfering argon isotopes generated by Ca, K and Cl during irradiation, and the decay and J-value were calculated.

Sample ⁴⁰Ar/³⁹Ar ages were calculated using the ArArCALC v2.2 software package (Koppers, 2002). The decay constant used throughout the step age calculation was $\lambda = (5.530 \pm 0.097) \times 10^{-10} \text{ a}^{-1}$, the corrected value of Steiger and Jäger (1977) reported by Min et al. (2000). The initial Ar composition was assumed to be atmospheric (⁴⁰Ar/³⁶Ar = 295.5) for plateau calculations. The data are presented as step ages plotted against cumulative ³⁹Ar released (“plateau” diagrams) or as isotope correlation diagrams (³⁹Ar/⁴⁰Ar vs. ³⁶Ar/⁴⁰Ar, inverse isochron diagrams), in which the slope of the collinear step compositions is equivalent to age and the ⁴⁰Ar/³⁶Ar intercept specifies the initial Ar composition of the analysed material (Duncan and Keller, 2004).

3.2. U–Th disequilibrium geochronology

Three fossil coral samples (CY-213a–c) from a Quaternary terrace were dated by laser ablation (LA) multi-collector (MC)-inductively coupled mass spectrometry (ICP-MS) U–Th disequilibrium techniques, following the method outlined by Hoffmann et al. (2009). All MC-ICP-MS measurements were performed at the Bristol Isotope Group (BIG) laboratory using a ThermoFinnigan Neptune coupled with a New Wave Research UP193HE ArF Excimer laser system. Samples were cut, polished, cleaned in an ultrasonic bath for 5 min and dried. Next, they were placed in a laser sample cell together with a secular equilibrium calcite ‘standard’ for correction of the instrumental biases of LA U–Th isotope measurements on CaCO₃. Potential matrix effects due to differences between aragonite and calcite are negligible within the uncertainties achieved for U–Th isotope measurements using the LA technique (Hoffmann et al., 2009).

Ablation was done with He as the carrier gas, which was mixed with the Ar sample gas and N₂ in a quartz mixing cell before injection into the Ar plasma. Typical laser power density was 5 J/cm² at 70% power output. For the U–Th isotope LA measurements, a repetition rate of 7 Hz and a spot size of 250 µm were used. Material was ablated from a 0.5-mm-long track in 6 passes by moving the laser spot at a speed of 20 µm/s. A standard sample–standard bracketing procedure was applied, and data collection and corrections were done according to Hoffmann et al. (2009).

3.3. Major and trace element analyses

During geological mapping, samples from all volcano-stratigraphic units were collected for petrographic and geochemical studies. Samples were selected for bulk geochemistry analysis on the basis of their petrographic specificities and freshness. Samples were crushed by hydraulic press to remove all visible signs of alteration, and then reduced in size by a jaw crusher and powdered in an agate swing mill.

Major and trace element whole rock analyses were performed at Activation Laboratories (Canada) according to Code 4Lithoresearch + Code 4BINAA analytical packages (plus Code 4F for carbonatites). Alkaline dissolution with lithium metaborate/tetaborate, followed by nitric acid dissolution, was performed for all analyses, except for the determination of Cd, Cu, Ni and Zn, which were achieved after acid digestion. Major element concentrations were determined using Fusion-Inductively-Coupled Plasma (FUS-ICP) (except for fluorine in carbonatites, which was determined by Fusion-Ion-Selective-Electrode, FUS-ISE). Trace element concentrations were determined using Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS), except for zirconium in carbonatites,

which was determined by FUS-ICP. Duplicate measurements of the lowest-concentration sample for each type of technique give an estimate of the total reproducibility of the analyses. For whole-rock samples, the reproducibility is: (i) on the order of 1% for major element contents, (ii) better than 3% for Rare Earth Elements (REE, except for Gd which gives 6.5%), (iii) around 5% for High Field Strength Elements (HFSE) and (iv) better than 2% for elements that are generally highly incompatible in the oceanic context (Rb, Ba, U, and Th). Detailed information on the analytical methods can be found at <http://www.actlabs.com>.

4. Volcano-stratigraphy of Brava Island

Brava is characterised by an irregular plateau between 300 and 976 m above sea level, which is bounded by steep coastal cliffs and cut by fluvial incision in a generally radial drainage pattern (Fig. 2). The plateau presents some aligned, hemi-spherical hills formed by phonolite lava domes, a number of closed depressions that correspond to recent phreato-magmatic craters, and several NNW–SSE to NW–SE fault scarps that define a 2.85-to-2.3-km wide graben structure in the southern part of the island (the Cachaço Graben; Figs. 1, Figure 2). In addition to constructive volcanic and tectonic processes, marine and fluvial erosion and mass wasting processes contributed to the present morphology of the island (Madeira et al., 2008).

Field observations revealed the presence of an older basement composed of a submarine volcanic sequence and an intrusive complex that is unconformably covered by younger sub-aerial volcanic deposits. These sequences allowed the definition of three major volcano-stratigraphic units designated Lower, Middle and Upper, as described below.

4.1. Lower Unit: submarine volcanism

The northwestern littoral region of Brava (between Portete and Sorno bays) hosts a sequence of alternating hyaloclastites, pillow breccias, and pillow lava piles of nephelinitic/ankaramitic composition (Fig. 3a). A small outcrop occurs on the NW coast, near Vinagre. The submarine sequence is cut by two major families of dikes trending N–S and E–W (Fig. 4) that, based on field evidence and petrographic/geochemical considerations, are also integrated in this unit. Some dikes present deformation structures that are interpreted as the result of small-scale submarine slides that were more or less contemporaneous with dike intrusion. These movements testify to the gravitational instability of the steep volcanic pile. The submarine volcanic sequences plunge to the northwest in the Fajã d'Água area and to the north in the Sorno region. The dips vary significantly but are generally steep (30 to 40°), indicating that volcanism occurred on abrupt submarine slopes. This explains the abundance of pillow breccia accumulations, which result from pillow detachment and fragmentation. Locally, where submarine slopes were gentler, pillows were able to accumulate and form densely packed piles that were almost devoid of sediment- or hyaloclastite-filled spaces. Although limited to a small coastal area, the outcrops suggest an outward (radial) dipping structure of the submarine volcano. They are now raised to heights of up to 400 m asl; the highest known outcrop is located in the headwall of the Fajã de Água valley.

Both the extrusive products and the dikes are truncated by an irregular erosive surface and covered, in angular unconformity, by products of primarily sub-aerial, recent volcanism (Upper Unit).

4.2. Middle Unit: intrusive complex

The southern and eastern littoral areas of Brava are mainly composed of plutonic rocks that form an alkaline–carbonatite complex.

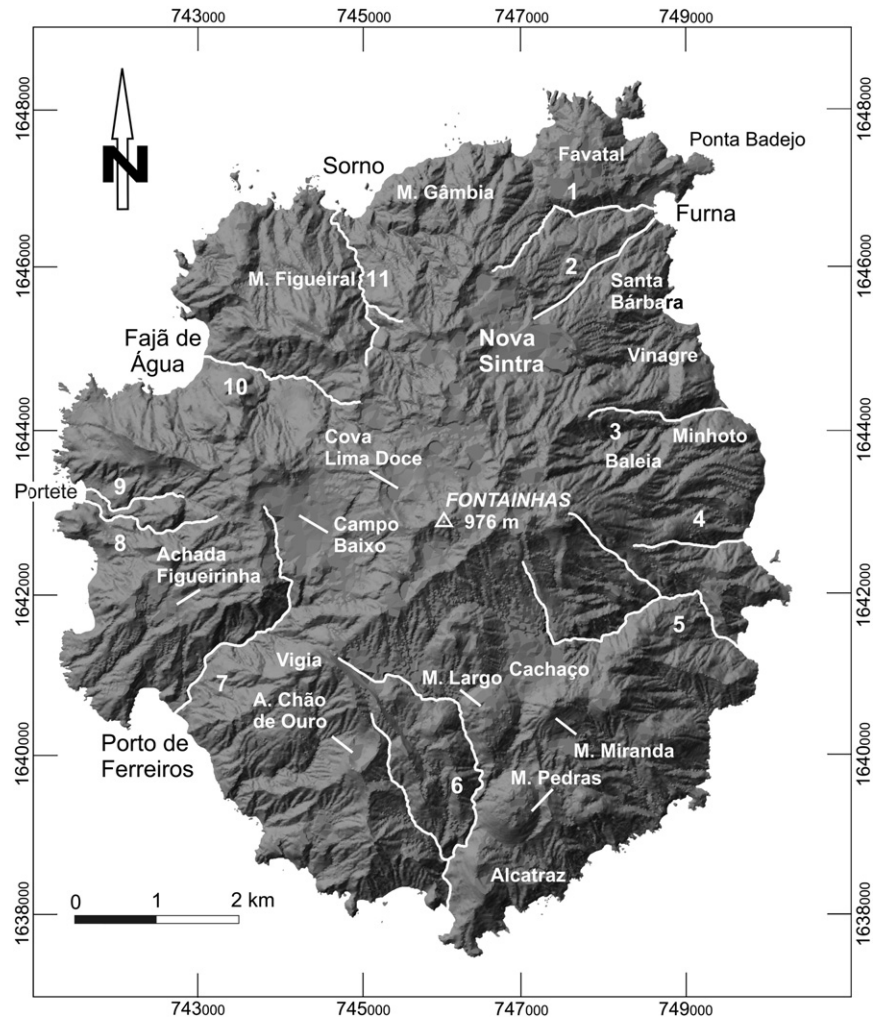


Fig. 2. Digital terrain model of Brava showing island morphology and the most important toponyms mentioned in the text. Main streams (ribeiras): 1. Ribeira da Furna, 2. Ribeira de Rasque, 3. Ribeira Funda, 4. Ribeira de Aguadinha, 5. Ribeira de Aguada, 6. Ribeira dos Moinhos, 7. Ribeira dos Ferreiros, 8. Ribeira da Lomba de Peixe Vermelho, 9. Ribeira do Morro, 10. Ribeira da Fajã de Água, and 11. Ribeira do Sorno.

Intrusive rocks are highly variable in composition and include clinopyroxenites, ijolites–melteigites–urtites, nepheline syenites and carbonatites. In many cases, the different lithotypes occur in close association in the field but have extremely complex outcrop relations. For instance, at Chão de Ouro, pyroxenite bodies are associated with diffuse zones of ijolites (s.l.) and nepheline syenites and are crosscut by metric masses and thin dikes of carbonatitic composition (Fig. 3b). Nepheline syenites, however, do not always occur in association with mafic and ultramafic rocks. At Porto de Ferreiros, for instance, they are isolated from other silicate intrusives and associated only with dikes and masses of carbonatitic composition. The close field relationship between mafic and ultramafic rocks suggests that these units are co-genetic and that they result from cumulation/differentiation processes affecting magmas of ijolitic composition. In all, the intrusive suite of rocks can be interpreted as a set of shallow magma chambers and magma pockets related to a magmatic phase for which the volcanic counterparts are no longer preserved.

The intrusive rocks crop out between sea level and 700 m a.s.l. and are cut by the same erosional surface described for the submarine sequence. The present altitude of these rocks suggests a deep level of erosion and significant uplift. The geometric (stratigraphic) relation between the Middle Unit and the submarine sequence (Lower Unit) is not observed because the cliffs where the contact could be seen are covered by younger volcanic deposits. However, we consider the

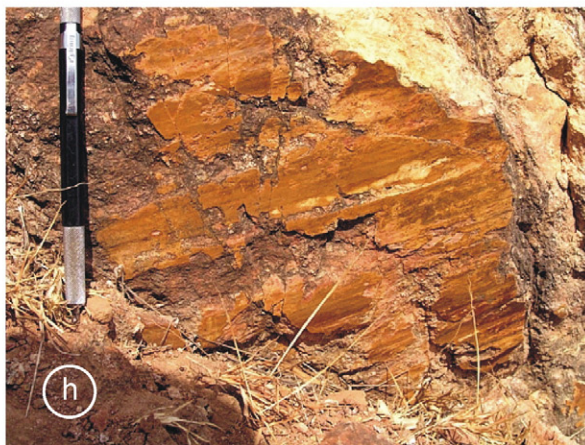
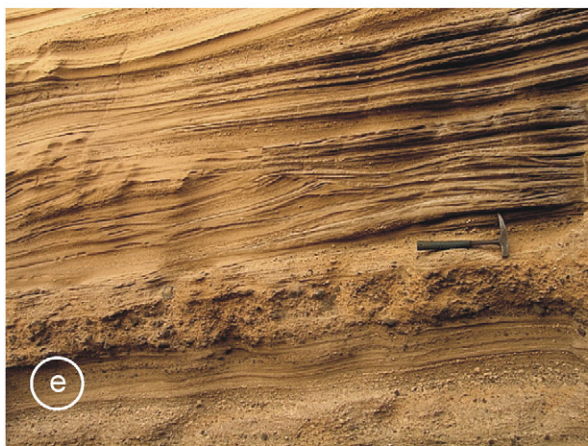
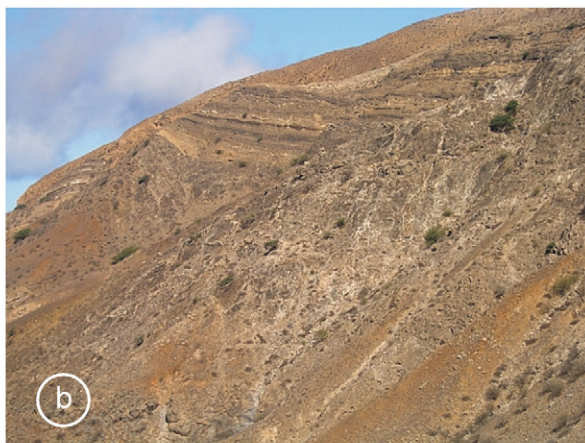
plutonic rocks to be intrusive into the submarine volcano; this interpretation is confirmed by geochronological ages (see Section 6.1; Table 1).

4.3. Upper Unit: post-erosional volcanism

Post-erosional volcanism is dominantly phonolitic but also includes small volumes of mafic and carbonatitic extrusions.

4.3.1. Phonolite volcanism

The phonolitic sequence was produced by phreato-magmatic and magmatic volcanism. Phreato-magmatic pyroclastic deposits are abundant; they include surges and lithic-dominated fall layers that frequently contain accretionary lapilli. Local, thick, massive layers of consolidated ash deposits supporting dispersed lithic blocks are interpreted as muddy ash flows related to phreato-magmatic activity (Fig. 3e, f). Thin pumice lapilli fall layers correspond to short-lived magmatic phases during phreato-magmatic activity. A voluminous pumice fall deposit, present in the southern area of the Campo Baixo crater, represents an eruption with plinian to sub-plinian characteristics. A pumice and ash flow (ignimbrite) is exposed at the Vigia fault scarp (see Section 5, Fig. 2). The eruptive centres responsible for the large volume of phonolite pyroclasts include around thirty phreato-magmatic craters with variable dimensions (Fig. 3c; morphometry



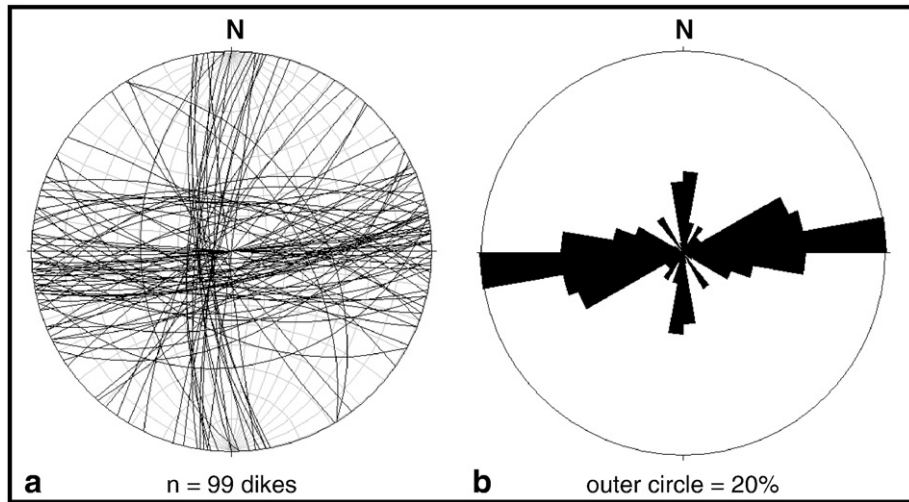


Fig. 4. Stereographic plot of all measured dikes from the Lower Unit showing dominant E–W and N–S dike families: a) β diagram; b) rose diagram. Schmidt net, lower hemisphere. Stereonet for Windows V1.2. (Allmendinger, 2003).

Table 1
 $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age summary of samples from Brava Island.

Sample	Unit	Lithotype	Material used	Plateau characteristics					Isochron characteristics				
				Plateau age (Ma $\pm 2\sigma$)	n° steps used (n of total)	^{39}Ar (% of total)	K/Ca ($\pm 2\sigma$)	MSWD	p	Isochron age (Ma $\pm 2\sigma$)	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ intercept	MSWD	p
CY-193	Upper	Phonolite	Groundmass	<u>0.034 ± 0.021</u>	10 (10)	100.0	1.44 ± 0.45	0.76	0.64	<u>0.007 ± 0.008</u>	296 ± 1	0.44	0.91
CY-106	Upper	Phonolite	Feldspar	<u>0.240 ± 0.010</u>	8 (10)	92.9	38.14 ± 3.38	0.07	0.99	0.238 ± 0.032	295 ± 5	0.08	0.99
CY-27	Upper	Phonolite	Feldspar	<u>0.253 ± 0.005</u>	11 (11)	100.0	5.85 ± 7.57	0.80	0.63	0.248 ± 0.009	297 ± 3	0.77	0.64
CY-226	Upper	Carbonatite (extrusive)	Biotite	0.50 ± 0.29	12 (12)	100.0	3.38 ± 1.27	0.11	0.99	0.52 ± 0.73	295 ± 1	0.12	0.99
CY-154	Middle	Nepheline Syenite	Feldspar	<u>1.36 ± 0.02</u>	10 (13)	73.6	15.86 ± 2.35	0.55	0.84	1.30 ± 0.11	303 ± 11	0.45	0.89
CY-103	Middle	Nepheline Syenite	Feldspar	–	–	–	–	–	–	<u>1.46 ± 0.05</u>	434 ± 14	0.77	0.51
CY-116	Middle	Carbonatite (intrusive)	Biotite	<u>1.55 ± 0.01</u>	10 (16)	68.3	4.89 ± 1.02	0.30	0.97	1.55 ± 0.11	296 ± 26	0.35	0.95
CY-55	Middle	Pyroxenite	Amphibole	<u>1.58 ± 0.03</u>	6 (12)	71.0	0.15 ± 0.004	0.30	0.91	1.55 ± 0.14	308 ± 59	0.33	0.86
CY-118	Middle	Nepheline Syenite	Biotite	<u>1.77 ± 0.03</u>	6 (14)	71.7	11.30 ± 4.74	0.84	0.52	1.68 ± 0.13	319 ± 33	0.49	0.74
CY-245	Middle	Pyroxenite	Amphibole	–	–	–	–	–	–	<u>1.95 ± 0.38</u>	473 ± 37	0.00	1.00
CY-8	Lower	Melilite nephelinite	Groundmass	<u>1.99 ± 0.09</u>	9 (10)	90.5	0.019 ± 0.018	0.23	0.98	1.98 ± 0.11	296 ± 6	0.26	0.97
CY-9	Lower	Melilite nephelinite	Whole-rock	<u>2.17 ± 0.03</u>	5 (10)	72.9	0.54 ± 0.12	1.23	0.30	2.16 ± 0.04	296 ± 4	1.52	0.21
CY-165	Lower	Foidite	Amphibole	–	–	–	–	–	–	<u>2.28 ± 0.13</u>	295 ± 2	0.22	0.95
CY-166	Lower	Basanite	Amphibole	<u>2.92 ± 0.11</u>	5 (11)	73.1	0.047 ± 0.017	0.13	0.97	2.90 ± 0.36	297 ± 30	0.17	0.92

Preferred ages in bold; underlined values are considered “non-accepted” ages; F = goodness of fit parameter (MSWD); p = probability of occurrence. Analyses reported for minerals were performed on grain aggregates of 30 to 70 mg (see Supplementary data/Appendix B).

data in Supplementary data, Appendix C). Many small craters are nested inside larger ones. The largest crater, Campo Baixo ($\sim 2.8 \text{ km}^2$), may correspond to a small caldera. Two unconformities in the pyroclastic sequence are exposed inside and south of the crater (in the Ribeira dos Ferreiros valley) and separate probable pre-, syn- and post-caldera deposits. The conduits of another twenty two volcanic centres are sealed by phonolite domes (Fig. 3d; morphometry data in Supplementary data, Appendix C).

The geographical distribution of the volcanic centres is characterised by a cluster of craters in the centre–north area of the island. Several volcanic alignments indicate structural control by NE–SW to ENE–WSW and NNW–SSE faults and fractures (Figs. 1, 5). Effusive volcanism is represented by thick coulées and domes. Domes are mostly located in the southern half of Brava or in the northern littoral and may reach 1.4 km in diameter and 330 m in height; the most voluminous dome exceeds 0.2 km^3 . The domes are aligned along the

same trends as the craters. A fault zone, which divides the outcrops of the two basement units, apparently also separates the cluster of craters from the southern set of domes. This distribution is probably related to the presence or absence of significant aquifers on fault-bound blocks, which is in turn controlled by lithological and structural differences between the two basement units. The presence of aquifers to the northwest of the fault zone may explain the frequency of phreato-magmatic activity; to the southeast groundwater–magma interaction was less common. Where the slopes were steep, some domes generated thick phonolite flows (coulées). The Morro das Pedras dome, which presents a pristine volcanic morphology (Fig. 3d), represents one of the youngest phonolitic events. The dome grew inside a fluvial valley cut into pyroxenites and ijolites (s.l.), south of Cachaço village. This extrusion is almost untouched by erosion and presents no vegetation, indicating a very young, probably Holocene, age.

Fig. 3. Geologic features of Brava Island: a) pillow lavas overlying hyaloclastites, cut by a dike, from the Lower Unit in the Fajã Grande area. Note the steepness of the contact, b) pyroxenites/ijolites cut by abundant carbonatite dikes (Middle Unit), unconformably covered by a stratified sequence of pyroclastic deposits from the Upper Unit (Chão d'Ouro area). c) Phreato-magmatic crater of Cova Joana (Upper Unit). The formerly closed depression is now open towards the west as a result of headward erosion from Ribeira da Fajã de Água. d) Morro da Pedras, the youngest phonolite lava dome (Upper Unit). e) Exposed surge deposits from the Upper Unit, displaying beautiful climbing ripples (road to Fajã de Água). f) Ash flow deposit from the Upper Unit, containing accretionary lapilli indicative of phreato-magmatic activity (road to Fajã de Água). g) The Vigia fault and fault scarp, cut by the incision of the Ribeira dos Ferreiros valley. The fault scarp is 70 m tall at this location. h) Slickensides displaying dominant strike-slip at the Minhoto fault zone.

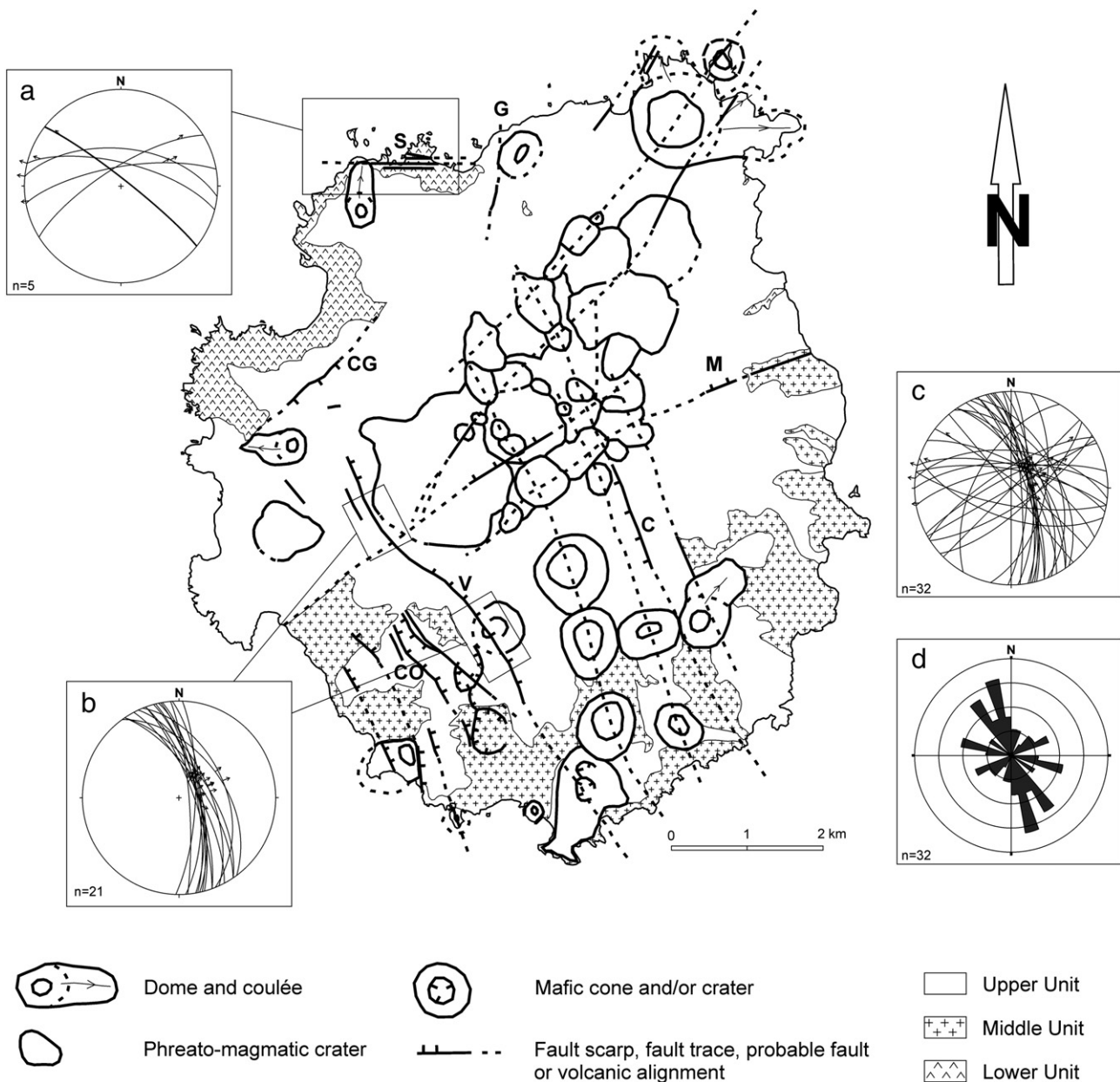


Fig. 5. Geological sketch map of Brava showing the tectonic and volcano-tectonic structures superposed on the major stratigraphic units. G – Monte Gâmbia fault; S – Sorno fault zone; CG – Cutelo Gregório fault; M – Minhoto fault zone; C – Cachaço fault; V – Vigia fault; CO – Chão d'Ouro fault zone. Stereographic plots of the main fault systems: a – Plot of 5 faults and their slickensides from the Sorno Bay fault zone. Slickensides are partially coherent with riedel and anti-riedel fractures associated with a NW–SE left lateral shear; however, some planes bear superposed slickensides that are incompatible with a single stress field. b – Stereographic plot of 21 measurements of striated fault surfaces on the Vigia fault, obtained on the Boca de Porco and Monte Gratão areas, indicating dominant dip-slip. c – Stereographic plot of all faults ($n=32$) measured in the field; note that the plot is biased by the high number of measurements obtained on the Vigia fault. d – Rose diagram representing the direction of all measured faults; concentric circles correspond to 5% intervals of the total number of fault measurements (5, 10, 15 and 20%) and the same note applies. Schmidt net, lower hemisphere. Stereonet for Windows V1.2. (Allmendinger, 2003).

4.3.2. Mafic volcanism

Mafic volcanism is rare in the Upper Unit. Examples include the strombolian cone of Alcatraz, the phreato-magmatic crater of Achada de Chão de Ouro and related deposits, and a few small lava flows that are mostly located on the northeast slopes of Brava along with extrusive carbonatites. Of these, the Alcatraz eruption was the most important event. It produced a major cinder cone and a lapilli fall. Mafic lapilli fall layers, probably related to the Alcatraz event, occur on the summit of Monte Miranda dome, in the walls of the Achada de Chão de Ouro crater and at the Vigia fault scarp. The Achada de Chão de Ouro event post-dates the Alcatraz eruption and produced a phreato-magmatic crater cut into syenites. This event covered the surrounding area with a pyroclastic deposit that is rich in angular

lithic fragments of nepheline syenite, pyroxenite and carbonatite. The proximal deposits contain abundant juvenile mafic spatter. In the Santa Bárbara-Furna area, several small-volume mafic lava flows occur at stratigraphically high positions in the volcanic sequence.

Although the Upper Unit is characterised by essentially the same mafic lithologies found in Lower Unit, it also includes more evolved compositions like tephrites and phonotephrites (Fig. 6).

4.3.3. Carbonatite volcanism

The occurrence of extrusive carbonatites was briefly mentioned by Turbeville et al. (1987), Peterson et al. (1989) and Hoernle et al. (2002). More recently, Mourão et al. (2010) identified and mapped twenty outcrops of extrusive carbonatites in the northwestern area of

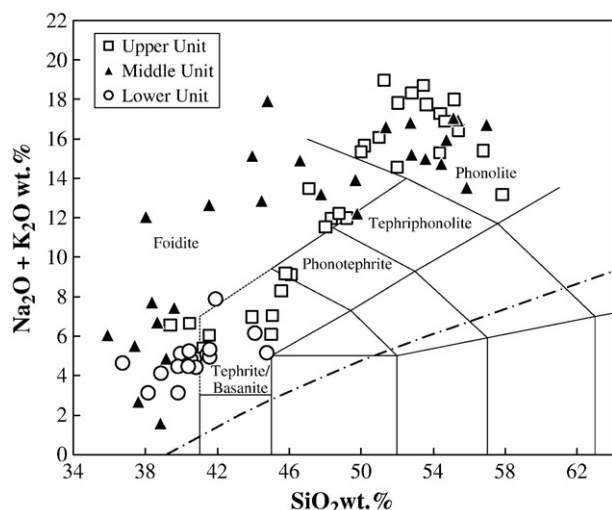


Fig. 6. Total alkali-silica (TAS) diagram (Le Maitre et al., 2002). The thick dashed line is a compositional divider between alkaline and subalkaline volcanics (MacDonald, 1968). According to Le Bas (1989) the normative content of albite and nepheline was used to correctly classify samples plotting in the “foidites” and “basanites/tephrites” fields: nephelinites have >20% normative Ne and melanephelinites and basanites have <20%. Melanephelinites have <5% normative Ab and basanites have >5% Ab.

the island around Nova Sintra, in the southwest near Campo Baixo, and in the south around Cachaço and Morro das Pedras. Stratigraphically, the deposits are among the most recent of the Upper Unit. Most of the extrusive carbonatites are pyroclastic; they comprise magmatic and/or phreato-magmatic ash and lapilli fall deposits, one pyroclastic flow, and a probable lava flow. Pyroclastic deposits are mostly formed by fine to very fine ash (see Mourão et al., 2010, for detailed descriptions).

4.4. Non-volcanic deposits

Sedimentary formations include marine sediments, mass wasting deposits, current beach sand and gravel, talus deposits, and alluvia.

Several outcrops of marine sediments, which are usually fossiliferous sand and/or conglomerate, mark the presence of raised beaches at different altitudes. In littoral cliffs in Sorno, Fajã de Água and Furna areas the remains of marine sediments can be found at elevations of about 125 m, 90–100 m, 20–30 m, 10–15 m and 2–5 m. Some of these outcrops correspond to sediments preserved in notches in sea cliffs, while other deposits stand in narrow, wave-cut platforms. Along the road to Fajã de Água, at an altitude of 100 mapsl, sediments from a raised beach are intercalated in a phonolitic phreato-magmatic sequence, near the base of the Upper Volcanic Unit, just above the erosional surface cut on the hyaloclastites of the Lower Unit. Two notches cut into the hyaloclastites at elevations of 98 m and 95 m (2 and 5 m below the erosional surface) contain marine sand and gravel. Therefore, these beach deposits are interpreted as contemporaneous with the beginning of the younger volcanism.

The lower marine event is marked by a narrow and discontinuous wave-cut platform and by notches cut into sea cliffs at approximately 2 to 5 mapsl. Although these platforms are usually erosive surfaces that are devoid of deposits, they locally support small patches of conglomerate containing shell fragments. At least in two areas, burrows excavated by sea-urchins, which mark the top of the inter-tidal zone, are now exposed above sea level. South of the village of Furna, marine sediments are preserved at elevations of 4 to 5 mapsl in notches in the Ribeira de Rasque valley, a few meters from the stream mouth. These are interpreted as correlative with the 2-to-5-mapsl wave-cut platform and notches. There are two outcrops: one is formed by gravel in a 40-to-80-cm-thick, bioclastic sand matrix and, contains a marine macrofauna of gastropods (e.g. *Patella*, *Fissurella*), bivalves, echinoderms (sea urchin spines),

crustaceans (balanus, crabs), and bryozoarians; the other is a 60-cm-thick accumulation of rhodoliths, *Patella* shells, and coral heads in a bioclastic sand matrix. Three of these coral fragments were dated by U–Th disequilibrium geochronology (see Section 6.2).

Accumulations of breccia, which are related to important mass movement events, occur at littoral cliffs, the slopes of deeply incised fluvial valleys, and crater walls. The most voluminous deposits, ranging from 7×10^6 to 3×10^8 m³, are located in the slopes above Sorno bay, in the sea cliffs of Fajã de Água, inside the fluvial valleys of Fajã de Água, Ferreiros and Portete creeks, and in Achada Figueirinha crater (Madeira et al., 2008).

5. Faults and volcano-tectonic lineaments

Most volcanic centres (craters and domes) of the Upper Unit are aligned along or displaced by faults (Figs. 1, 5), indicating tectonic control of volcanism. The most prominent morpho-tectonic features are the Vigia (Fig. 3g) and Cachaço fault scarps, which form a NNW–SSE-trending graben in the southern part of the island.

The main tectonic directions are NW–SE to NNW–SSE, NE–SW, N–S and roughly E–W (Fig. 5C, D). These directions are similar to those previously observed for the neighbouring island of Fogo (Brum da Silveira et al., 1997a,b; Madeira and Brum da Silveira, 2005), suggesting that the fracture systems have regional significance. The NW–SE to NNW–SSE-trending Vigia Fault presents dip-slip striations that indicate normal fault kinematics (Fig. 5B). Another major fault system, the Minhoto Fault Zone, crosses the island in a NE–SW direction. It is marked by fault breccia, slickensides, fault scarps, and linear fluvial valleys in the Minhoto-Baleia area (east slope) and by crater alignments on the plateau area. The Ribeira dos Ferreiros valley may also be controlled by this fault zone, which plays a major role in the structure of the island. Indeed, the geographical distribution of the basement units defines a rectilinear contact zone that is interpreted as a fault contact along the Minhoto fault zone. This structure was responsible for significant vertical offset and contributed to the increased uplift of the southeastern half of Brava, where plutonic rocks crop out, relative to the northwestern region of the island, where submarine volcanic products occur. Still, observed slickensides indicate dominant dextral strike-slip (Fig. 3h). At Sorno Bay a WNW–ESE to WSW–ENE-trending fault zone presents weakly dipping slickensides that indicate dominant strike-slip. The reactivation of fault planes is indicated by slickensides superposed on grooves with different pitches. These faults are compatible with roughly E–W maximum horizontal compression, which corresponds to a WNW–ESE left lateral shear zone with synthetic E–W riedel (R) and antithetic WSW–ENE anti-riedel (R') shears (Fig. 5A). However, this stress field is incompatible with NW–SE to NNW–SSE normal faulting (eg., the Vigia and Cachaço Faults), suggesting the influence of different stress fields in the region.

6. Geochronology results

6.1. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating ages

The fourteen samples selected for dating by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental heating cover a large range of lithotypes (phonolites, nepheline syenites, carbonatites, pyroxenites and basalts *s.l.*). Four samples belong to the Lower Unit, six samples belong to the Middle Unit, and four samples belong to the Upper Unit.

Detailed $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ step-heating data for all of the analysed samples are available as Supplementary data (Appendix B). Dating results are summarised in Table 1 and Fig. 7. Plateaux are defined as sections of the age spectra carrying 50% or more of the total released ^{39}Ar gas aged; uncertainty is defined at the 95% confidence level (Fleck et al., 1977; Baksi, 2003).

The Mean Square Weighted Deviate (MSWD = F), also reported in Table 1, is an F-statistic that measures the scatter of the individual step

ages. Although values below 2.5 are commonly considered acceptable, this value is dependent on the degrees of freedom of the data and so further statistical tests should therefore be performed (Baksi, 2003; Norman et al., 2010). To ensure the statistical reliability of the age data, a chi-squared test was used. A chi-squared value is obtained by multiplying the MSWD by the corresponding degrees of freedom of the data set (number of steps minus 1 or minus 2 for plateau or isochron ages, respectively). The result can be compared with relevant chi-squared tables to assess whether the data belongs to the same normal distribution (Baksi, 2003, 2006; Ivanov et al., 2009; Table 1) at a 95% confidence level (probability of occurrence, P , above 0.05).

Eight of the analysed samples produced indisputable plateau ages based on the above-mentioned requirements and do not need further comments. The remaining six results are discussed below.

Samples CY-193 and CY-226 show large errors due to limited radiogenic ^{40}Ar coupled with elevated atmospheric ^{40}Ar . These uncertainties make the obtained age results “non-accepted”.

A reliable plateau was not reached in sample CY-103, for which excess ^{40}Ar is evident from the $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ intercept of 435 ± 15 . However, a significant isochron ($F=0.77$; $p=0.51$) was attained with the first five consecutive heating steps producing an age of 1.46 ± 0.05 Ma.

Despite evidence of excess ^{40}Ar , sample CY-118 has produced a reliable plateau age (1.77 ± 0.03 Ma) based on statistical parameters ($F=0.84$; $p=0.52$).

The plateau for sample CY-245 presents the common “U”-shaped pattern of excess Ar ($^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ intercept of 473.7) and did not produce a reliable age determination. The isochron age (1.95 ± 0.38 Ma), obtained with the last six consecutive heating steps is therefore the probable crystallisation age of the sample.

A seven steps isochron age of 2.28 ± 0.13 Ma ($F=0.22$; $p=0.95$) was preferred for sample CY-165 owing to the irregular step-heating spectrum.

For all of the obtained ages, P values (probability of occurrence) are between 0.2 and 1.0, well above the 0.05 threshold.

6.2. U–Th disequilibrium ages

Isotope ratios and the resulting ages for samples CY-213a–c are summarised in Table 2. All three samples are within the U–Th dating range and have limited variability indicating small or negligible diagenetic alteration of the corals. This is also confirmed by the initial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratios of the coral samples, which (within 2 sigma uncertainty) are in the range of modern corals (1.146 ± 0.002 ; Edwards et al., 2003). The initial $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratios of corals should remain within 10 to 20‰ of the modern value for the last several hundred thousand years (Edwards et al., 2003). Thus, the deposit is accurately attributed to Marine Isotope Stage 5c (MIS5c), at around 0.105 Ma.

7. Geochemistry of magmatic rocks

A detailed petrological and geochemical study of the Brava igneous rocks is beyond the scope of this work. However, given the lack of information about the island, the main lithotypes from Brava are briefly characterised from a geochemical point of view. Petrographic descriptions of these rocks can be found in Machado et al. (1967, 1968) and Mourão et al. (2010).

7.1. Silicate rocks

Despite the abundance of pyroclastic rocks, we focus on intrusive and effusive rocks as they preserve better the chemical characteristics of magmas because of their higher resistance to alteration.

Brava's silicate rocks are diverse, ranging from ultrabasic to intermediate compositions ($\text{SiO}_2 = 35.91\%$ to 57.84% , on an anhydrous basis; Fig. 6). Despite the cumulative character of most of the intrusive silicate rocks of the Middle Unit, these rocks were also plotted on the TAS diagram, to facilitate the preliminary comparison with extrusive rocks from the other units.

The majority of the submarine lavas and dikes forming the Lower Unit are ultrabasic foidites. Their highly silica-undersaturated character is evidenced by normative compositions that typically present nepheline, leucite and larnite (dicalcium silicate). Given the appreciable amount of normative larnite (up to 8.6%) in most rocks of this unit, the predominant lithotype is melilite melanephelinite; basanite is the second most abundant rock type. Some dikes are extremely porphyritic with more abundant clinopyroxene than olivine phenocrysts, conferring an ankaramitic character to these rocks.

The Middle Unit is dominated by intrusive rocks that present textural evidence of cumulative processes. This is particularly true for pyroxenites, which are interpreted here as having formed at the base of magma chambers by pyroxene accumulation from ijolitic (s.l.) magmas. Different degrees of fractionation/accumulation of such magmas explain the common association of pyroxenites, melteigites (clinopyroxene > nepheline), ijolites and urtites (nepheline > clinopyroxene) within the same intrusions. Silicate rocks are often intruded by carbonatite rocks, forming alkaline–carbonatitic associations similar to those described in continental (e.g., Le Bas, 1977; Wooley, 1979; Ray, 2009) and oceanic areas (Muñoz et al., 2005; De Ignacio et al., 2006). Carbonatites are also associated with hyper-solvus nepheline syenites. In some places, carbonatites caused fenitisation of the associated ijolitic (s.l.) and nepheline syenitic rocks, mainly producing clusters of large biotite flakes.

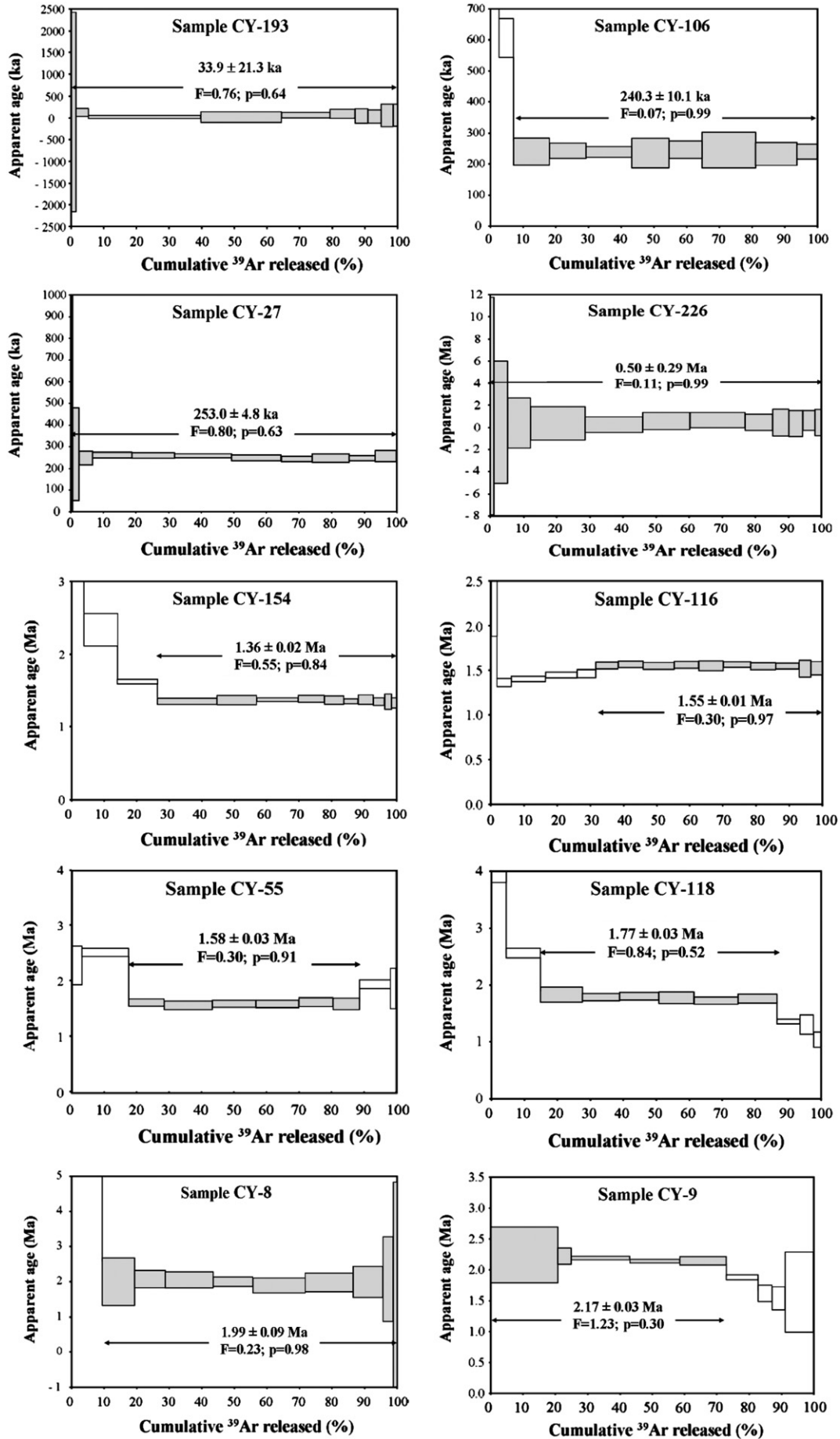
Volcanic silicate rocks from the Upper Unit are bimodal. The melanocratic pole is dominated by nephelinites (normative nepheline up to 27.4%; normative olivine up to 24.2%) but also includes tephrites (normative olivine < 10%) and basanites (olivine > 10%). These rocks tend to be more silica-rich than melanocratic rocks from the Lower Unit. Based on the TAS diagram, mesocratic/leucocratic rocks can be subdivided into nephelinites (phonolitic nephelinites in the sense of Cox et al., 1979) and phonolites. These nephelinites are readily distinguished from those forming the melanocratic pole of the Upper Unit by their lack of normative olivine. Hauyne–nosean is the dominant phenocryst phase of the studied phonolites.

Mafic rocks from the Upper and Lower Units are also distinct in terms of trace elements. Indeed, while lavas and dikes from the Lower Unit are characterised by well-marked negative K anomalies and significant Nb and Ta enrichment relative to both light rare earth elements (e.g., La and Ce) and large ion lithophile elements (e.g., Ba and Rb), their counterparts of the Upper Unit are typically Ba-enriched and have less well-defined negative K anomalies (Supplementary data – Appendix D; Fig. 8). Considering that incompatible trace element ratios tend to be unaffected by partial melting and fractional crystallisation processes (e.g., Allègre et al., 1977; Minster and Allègre, 1978), these differences strongly suggest that melanocratic rocks from these two units are derived from distinct types of magmas/mantle sources.

7.2. Carbonatitic rocks

Carbonatitic rocks occur in the Middle and Upper Units as intrusive and extrusive facies, respectively. Previous work on carbonatitic rocks (Assunção et al., 1965; Machado et al., 1967; Hoernle et al., 2002) has only described the occurrence of calciocarbonatite varieties. However, our data indicate two groups of carbonatites (Fig. 9): (1)

Fig. 7. Plateau and isochron ages for Brava Island. a – Step-heating $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ apparent age spectrum. Reported errors are 2σ . Filled steps were included in the plateau age calculation. Goodness of fit parameter (F) and probability (p) are indicated. b – Inverse isochron diagrams for samples for which a plateau age was not attained (also shown). Filled squares indicate the steps included in isochron calculation. Solid lines represent the calculated isochron. Goodness of fit parameter (F), probability (p) and $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ intercept are indicated.



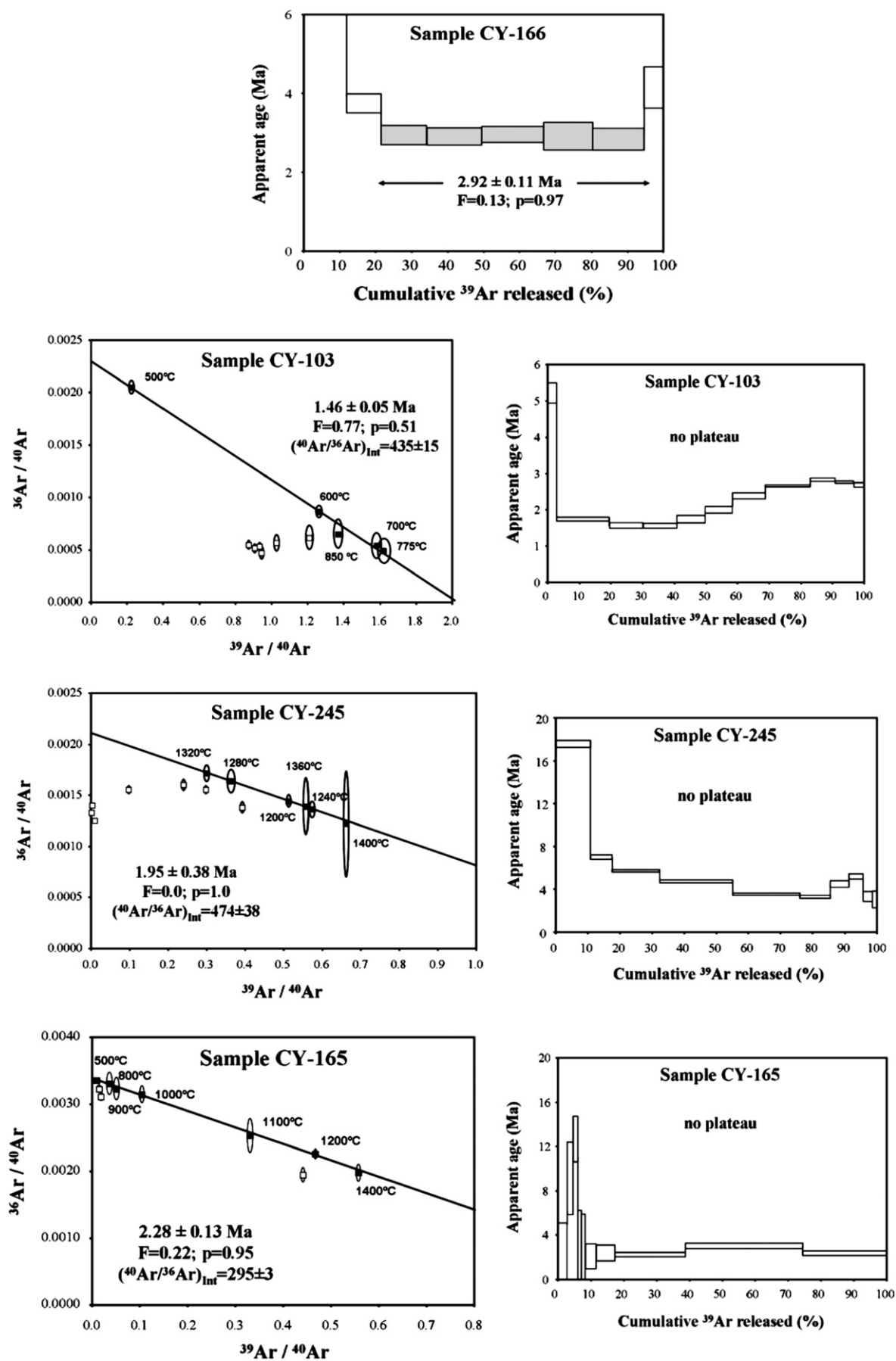


Fig. 7 (continued).

Table 2
Laser ablation U–Th disequilibrium geochronology results.

Sample	$(^{230}\text{Th}/^{238}\text{U})_A$	$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_A$	U–Th age (ka)	$(^{234}\text{U}/^{238}\text{U})_{A0}$
CY-213a	0.686 ± 0.019	1.092 ± 0.008	106.1 ± 5.0	1.124 ± 0.011
CY-213b	0.689 ± 0.016	1.105 ± 0.008	104.4 ± 4.2	1.141 ± 0.010
CY-213c	0.686 ± 0.015	1.100 ± 0.007	104.5 ± 3.9	1.134 ± 0.009

All errors 2σ ; subscripts: A – $^{230}\text{Th}/^{238}\text{U}$ and $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ activity ratio; $A0$ – $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ initial activity ratio.

WGS84 geographical coordinates of sampling site: $14^\circ 53' 03''$ N; $24^\circ 40' 45''$ W.

calciocarbonatite rocks (sövites and alvikites) with high CaO (>37 wt.%) and low MgO (<6 wt.%) and (2) magnesiocarbonatite rocks with lower CaO (<32 wt.%) and higher MgO (>15 wt.%). All extrusive samples are classified as calciocarbonatite (CaO >44.88 wt.% and MgO <1.52 wt.%).

Recently Mourão et al. (2010) showed that extrusive calciocarbonatites are isotopically more Sr-radiogenic and Nd-unradiogenic than the intrusive calciocarbonatites from the Middle Unit. This clearly shows that these two groups of carbonatites were not generated from sources of similar composition. These authors also demonstrated that the extrusive carbonatites are the product of a nephelinite–carbonatite immiscibility process, which is supported, among other arguments, by the comparable Sr and Nd isotopic ratios for the coeval silicate and carbonatitic rocks.

8. Discussion and conclusions

8.1. Volcano-stratigraphic evolution

We present the first $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for magmatic rocks from Brava that cover the whole exposed stratigraphic sequence. The age range (2.9 to 0.24 Ma) is more restricted than could be inferred from the 5.9 Ma K/Ar age obtained by Bernard-Griffiths et al. (1975); the phonolite from which this age was obtained, belonging to the now-defined Upper Unit, is stratigraphically above a 2.4-Ma-dated nephelinite. These relations demonstrate that these K/Ar ages can no longer be considered when discussing the stratigraphy of Brava.

Three volcano-stratigraphic units were identified (Figs. 10, Fig. 11). The Lower Unit represents the Brava seamount stage. It is composed of alternating pillow lavas, hyaloclastites, and pillow breccia accumulations, which are crossed by frequent co-genetic dikes. The depth of formation for these submarine volcanics cannot be inferred from these deposits, and a significant amount of the edifice is currently missing. Isotopic ages obtained for pillow lavas and their associated dikes indicate that the submarine deposits cropping out above present sea level represent at least 1 million years of growth (from ~ 3 to 2 Ma ago). More recently, from about 1.9 to 1.3 Ma ago, the volcano was

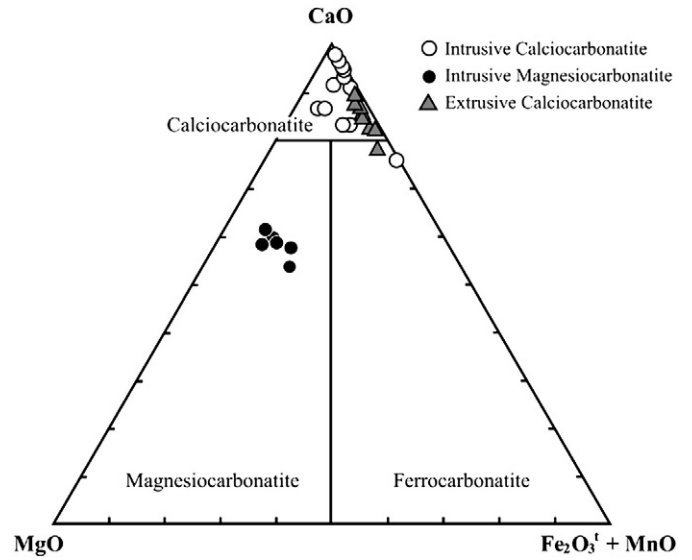


Fig. 9. Plot of the intrusive and extrusive carbonatites from Brava in the diagram proposed by Woolley and Kempe (1989). Oxides expressed in wt.%.

intruded by shallow magma chambers that formed an alkaline–carbonatite complex (Middle Unit). These magma bodies may have fed eruptions and eventually contributed to the sub-aerial development of the island. However, no evidence of such volcanism is currently preserved because a major erosive phase deeply truncated the island. The erosive event, which lasted for around 1 million years (from 1.3 to 0.3 Ma ago), exposed the plutonic rocks. This time lag is compatible with the considerable amount of erosion and uplift pre-dating the younger volcanism. During the last 300 ka, a sub-aerial, post-erosional volcanic phase covered the erosion surface with phonolite lava flows/domes and pyroclasts and sparse mafic and carbonatitic products. Some of these events present a very fresh morphology, indicating a probable Holocene age.

The ages obtained for the Brava basement (Lower and Middle Units) are consistent with the 2.1 Ma K/Ar age reported by Hoernle et al. (2002) for an intrusive carbonatite. We emphasise that these carbonatites are younger than those occurring at the neighbouring island of Fogo, for which ages are usually older than 3.5 Ma (Lancelot and Allegre, 1974; Hoernle et al., 2002; Madeira et al., 2005; Foeken et al., 2009). Bathymetric data (e.g., Masson et al., 2008) show that Fogo and Brava are two distinct volcanoes separated by depths in excess of 1400 m. In conjunction with the above-mentioned carbonatite geochronological

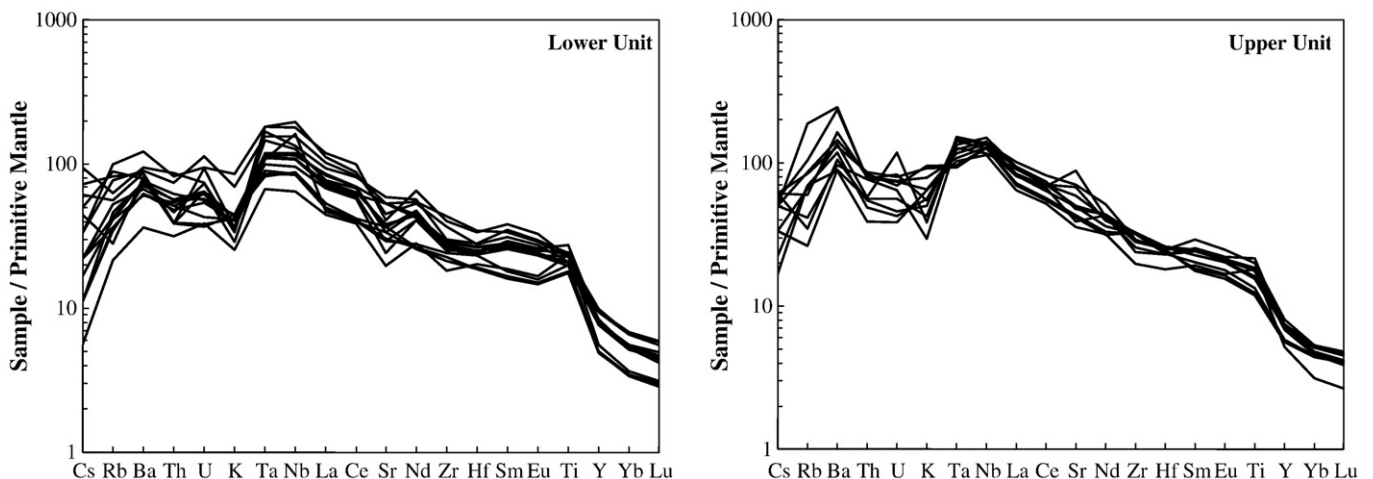


Fig. 8. Multi-elemental, primitive mantle normalised diagrams for mafic rocks from Lower and Upper Unit from Brava Island. Normalising values are from Palme and O'Neill (2003).

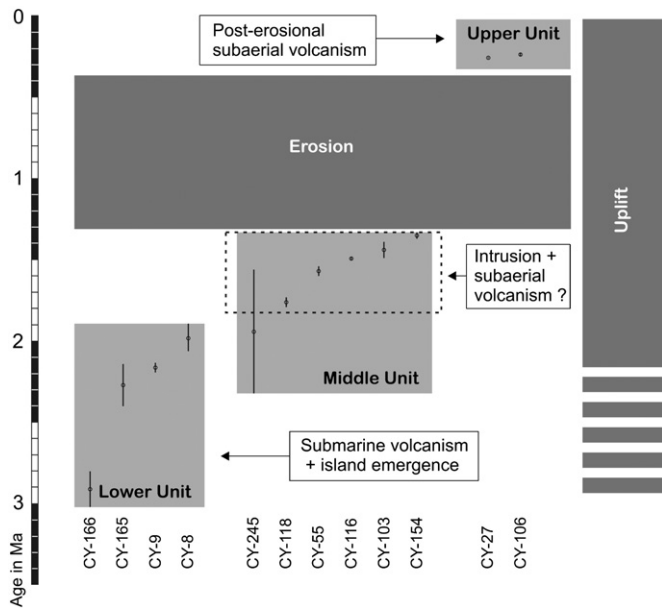


Fig. 10. Distribution of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages obtained for the three major volcano-stratigraphic units in Brava. Grey rectangles represent age intervals for each unit as indicated by the new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis (error bars are 2σ age uncertainty). Most probable ages are tentatively indicated by dashed rectangles.

data, these observations strongly argue against previous interpretations (Assunção et al., 1965; Day et al., 1999; Madeira et al., 2005), which proposed that carbonatites on both islands were part of an older common basement upon which the sub-aerial parts of both islands grew.

8.2. Quantifying the rate of vertical movements

Brava endured significant vertical movements that resulted in uplift (this study; Ramalho et al., 2010a). These movements were quantified by inferring the relative sea level position during the evolutionary stages of the edifice and comparing it with eustatic sea level from a chosen curve (e.g., Miller et al., 2005).

The Lower Unit is exclusively submarine and crops out up to 400 mapsl. Although the top of the unit is eroded, it nevertheless indicates a minimum relative sea level at this height. Considering the younger age bound for the Lower Unit (at 1.99 ± 0.09 Ma), the approximate eustatic level can be estimated as the average value for the age uncertainty interval. According to the eustatic curve of Miller et al. (2005), the average sea level for the defined interval corresponds to -23 m, suggesting a vertical displacement in excess of 423 m (Fig. 12). Even considering the value of the highest sea stand for the

age uncertainty interval (18 m at 2.055 Ma; Miller et al., 2005), a vertical displacement in excess of 382 m is necessary to explain the present position of the unit.

Beach deposits at about 100 mapsl provide additional evidence for significant uplift. Those sediments are intercalated at the base of the Upper Unit; the onset of Upper Unit volcanism may have occurred at around 0.253 ± 0.005 Ma. Using this value as an approximate age for the deposit, a vertical displacement of ~ 177 m is inferred; the average sea level for the age uncertainty interval corresponds to -77 m (Miller et al., 2005). However, marine sediments deposition during MIS9 (11 mapsl at ~ 0.325 Ma; Miller et al., 2005) would correspond to a more conservative vertical displacement of 89 m.

Finally, samples from the Ribeira de Rasque marine deposit yielded a consistent age around 0.105 Ma, which corresponds to MIS 5c. The sediments presently crop out at 4–5 mapsl and represent beach deposits based on their fossil content and sedimentary features. The deposits seem to be inter-tidal, indicating that the contemporaneous sea level stood at this approximate elevation (~ 5 mapsl). Considering that sea level during MIS 5c was around -39 m (Miller et al., 2005), a vertical displacement of ~ 45 m is inferred since the deposition of these sediments.

The reported observations suggest that Brava experienced a minimum overall uplift rate of approximately 0.21 mm/a in the last 2 Ma. The younger deposits indicate that uplift rates were higher in recent times, reaching as much as approximately 0.4 mm/a in the last 0.105 Ma. The uplift seems to have been differential. An important NE–SW-trending fault zone may have contributed to increased uplift of the southeastern half of Brava, where plutonic rocks outcrop, relative to the northwestern region of the island, where the submarine volcanic products occur.

The uplift rates determined for Brava are among the highest values obtained for the Cape Verde islands (Ramalho et al., in review) and show that the island was subjected to a significant uplift trend throughout the majority of its eruptive life despite the surface loading produced by the growth of the edifice and the neighbouring Fogo volcano. Uplift cannot be explained by the cumulative far-field effects of multiple surface loading because the island still lies on the flexural moat of the younger volcano of Fogo and because the amount of uplift is too large to be flexural in nature (see Ramalho et al., 2010b, in review). Because Brava's uplift is significantly higher than that reported for many of the Cape Verde islands, the mechanism for Brava's uplift is most likely local and associated with magmatic intrusions at several crustal levels (Ramalho et al., 2010a, in review). In fact, it has been demonstrated that ascending magmas tend to stagnate and pond beneath oceanic volcanoes; this is regarded as a cause of significant uplift (e.g., Staudigel and Giannnerini, 1986; Klügel et al., 2005). At the moment, data about the crustal thickness beneath Brava, which would facilitate the assessment of the importance of

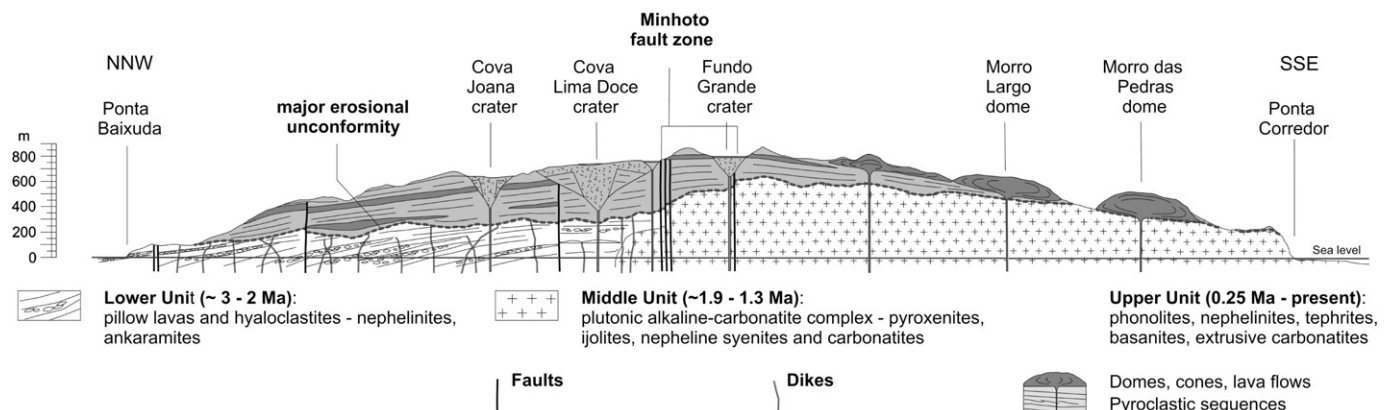


Fig. 11. Geological section showing the stratigraphic and tectonic relationships among the three main volcano-stratigraphic units defined in Brava.

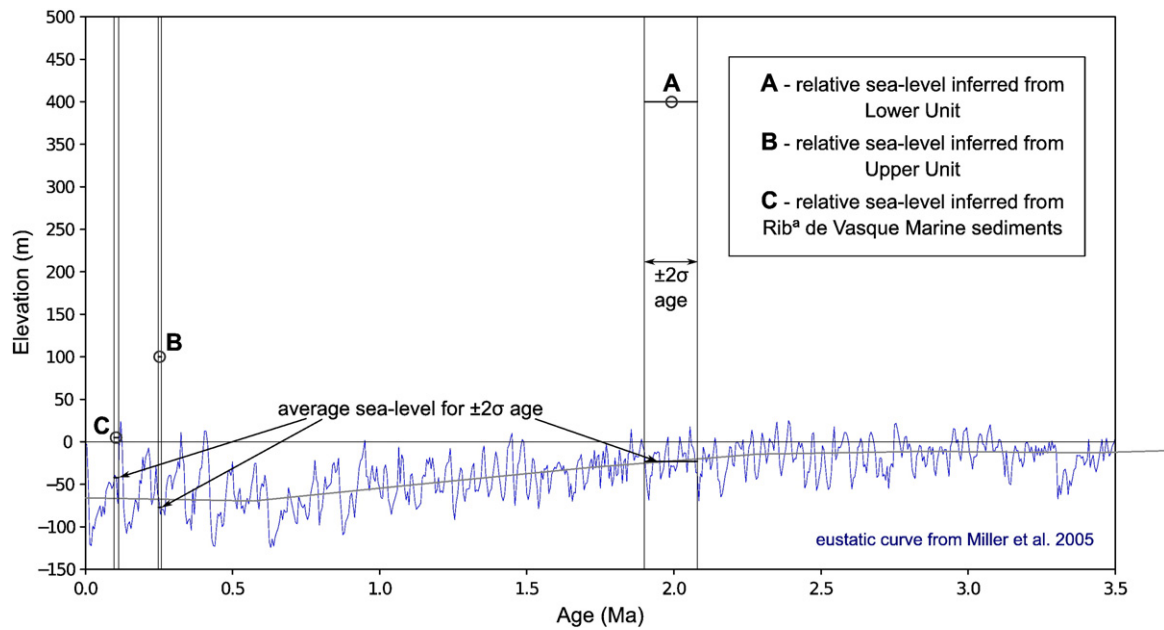


Fig. 12. Age versus elevation of inferred relative sea level markers. The time-dependent increasing vertical displacement for older markers denotes continuous uplift.

magmatic additions at the crustal level, do not exist. However, the island's plutonic core, the profusion of phenocryst-rich lavas and dikes in the Lower Unit and the abundance of erupted phonolitic materials (which require large volumes of shallow magmatic chambers to form) make this hypothesis plausible. A small regional component yielding additional uplift cannot be discounted; this component is probably associated with a regional pulse in the Cape Verde swell (Ramalho et al., in review).

8.3. Geological and volcanological peculiarities

From the volcanological point of view, Brava presents several features that clearly differ from other Cape Verde islands. One of these features is the remarkable abundance of phreato-magmatic activity. Phreato-magmatic craters are very rare in Cape Verde (e.g., Cova and Lagoa in Santo Antão; Pedra Lume in Sal), but approximately 62% of the phonolitic volcanic centres from Brava's Upper Unit are phreato-magmatic craters, indicating the availability of abundant ground water. Another peculiarity is the relative importance of phonolite volcanism versus mafic events in the Upper Unit. At Brava, about 85% of eruptive centres are phonolitic while only 15% are mafic and carbonatitic; phonolitic volcanic rocks cover more than 90% of the island (see also Bebian, 1932). Brava has by far the most abundant evolved rocks of the Cape Verde Islands (cf. Holm et al., 2008; Dyhr and Holm, 2010), indicating the development of magma chambers with significant volumes during the post-erosional volcanic phase.

Brava is the only island in the Cape Verde archipelago where carbonatites occur in two distinct volcano-stratigraphic units. The occurrence of Quaternary carbonatitic eruptions associated with a late phase of island development (Mourão et al., 2010) is also exceptional in the context of the archipelago; at all other Cape Verde Islands, these rocks are restricted to the “basal” complexes (e.g., Serralheiro, 1976; Alves et al., 1979; Silva et al., 1981; Jørgensen and Holm, 2002; Madeira et al., 2005) and the only reported extrusive carbonatites (Silva et al., 1981) occur in the Ancient Complex (>5 Ma; Holm et al., 2008) of Santiago Island. A future carbonatitic eruption, which is possible in Brava, would make this island one of the few active carbonatitic volcanoes in the world.

Brava also differs significantly from all other islands in the archipelago in terms of geomorphology. The islands of Santo Antão, S. Nicolau, Santiago, and Fogo present significant fluvial incision but

still preserve their high-relief, volcanic, constructive, morphology. In contrast, the morphologies of S. Vicente, Santa Luzia, Sal, Boavista and Maio are dominated by erosion: low-lying wave-cut platforms surround residual relief and are occasionally punctuated by a few recent volcanic cones. Brava, in contrast, presents a high relief that is mainly the result of uplift.

Acknowledgements

This work is a contribution from FCT/FEDER through the PLINT project (POCTI/CTA/45802/2002) and a PhD scholarship from FCT (SFRH/BD/39493/2007) which was co-financed by FEDER for CM. The work of DLH was supported by the Leverhulme Trust. L.C. Silva contributed with continuous encouragement and fruitful discussions on Cape Verde geology and petrology. The authors appreciate the analytical work and data clarification by John Huard (College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Oregon State University). We also acknowledge constructive reviews by Andreas Klügel and an anonymous reviewer and editorial handling of the manuscript by the editor, Joan Martí.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data associated with this article can be found, in the online version, at doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.07.010.

References

- Ali, M.Y., Watts, A.B., Hill, I., 2003. A seismic reflection profile study of lithospheric flexure in the vicinity of the Cape Verde Islands. *J. Geophys. Res.* 108, 2239–2262.
- Allègre, C.J., Pineau, F., Bernat, M., Javoy, M., 1971. Evidence for the occurrence of carbonatites on Cape Verde and Canary Islands. *Nat. Phys. Sci.* 233, 103–104.
- Allègre, C.J., Treuil, M., Minster, J.F., Minster, B., Albarède, F., 1977. Systematic use of trace element in igneous processes. Part I: fractional crystallization processes in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.* 60, 57–75.
- Allmendinger, R.W., 2003. Stereonet for Windows v.1.2. WWW Page, <http://gcmd.nasa.gov/records/StereoNet.html>.
- Alves, M.C.A., Macedo, J.R., Silva, L.C., Serralheiro, A., Peixoto Faria, A.F., 1979. Estudo geológico, petrológico e vulcanológico da ilha de Santiago (Cabo Verde). *Garcia de Orta* 3 (1–2), 47–74.
- Assunção, C.F.T., Machado, F., Gomes, R.A.D., 1965. On the occurrence of carbonatites in the Cape Verde Islands. *Bol. Soc. Geol. Portugal* 16, 179–188.
- Azéma, J., Fourcade, E., De Wever, P., 1990. Découverte de Valanginien inférieur à Calpionelles à Maio (République du Cap Vert): discussion de l'âge des sédiments

- associés aux laves de type MORB de ce secteur de l'Atlantique Central. C. R. Acad. Sci. Ser. II 310, 277–283.
- Baksi, A., 2003. Critical evaluation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages for the Central Atlantic Magmatic Province: timing, duration and possible migration of magmatic centers. The Central Atlantic Magmatic Province: Insight from Fragments of Pangea: AGU Monograph, 136, pp. 77–90.
- Baksi, A.K., 2006. Guidelines for assessing the reliability of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau ages: application to ages relevant to hotspot tracks. WWW Page, <http://www.mantleplumes.org>.
- Bebiano, J.B., 1932. A geologia do Arquipélago de Cabo Verde. Comun. Serv. Geol. Portugal 18, 1–275.
- Bernard-Griffiths, J., Cantagrel, J.-M., Matos Alves, C., Mendes, F., Serralheiro, A., Macedo, J.R., 1975. Données radiométriques potassium-argon sur quelques formations magmatiques des îles de l'archipel du Cap Vert. C. R. Acad. Sci. Ser. D 280, 2429–2432.
- Bosse, V., Doucelance, R., Fornari, M., Mata, J., 2007. Temporal evolution of the Cape Verde archipelago: new constraints from ^{40}Ar – ^{39}Ar data. Geochim. Cosmochim. Acta 71 (15S), A110.
- Brum da Silveira, A., Madeira, J., Serralheiro, A., 1997a. A estrutura da ilha do Fogo, Cabo Verde. 1st International Symposium "A erupção vulcânica de 1995 na ilha do Fogo, Cabo Verde", Instituto de Investigação Científica Tropical and Ministério da Ciência e Tecnologia, Lisboa, Portugal, pp. 63–78.
- Brum da Silveira, A., Madeira, J., Serralheiro, A., Torres, P.C., Silva, L.C., Mendes, M.H., 1997b. O controlo estrutural da erupção de Abril de 1995 na ilha do Fogo. 1st International Symposium "A erupção vulcânica de 1995 na ilha do Fogo, Cabo Verde", Instituto de Investigação Científica Tropical and Ministério da Ciência e Tecnologia, Lisboa, Portugal, pp. 51–61.
- Cazenave, A., Dominh, K., Rabinowicz, M., Ceuleneer, G., 1988. Geoid and depth anomalies over ocean swells and troughs: evidence of an increasing trend of the geoid to depth ratio with age of plate. J. Geophys. Res. 93, 8064–8077.
- Centro de Geografia do Ultramar, 1957. Aerial photo coverage of Brava Island at the 1:30,000 scale. Acquired in 1957 by Serviço de Fotogrametria of Centro de Geografia do Ultramar, Portugal.
- Christensen, B.P., Holm, P.M., Jambon, A., Wilson, J.R., 2001. Helium, argon and lead isotopic composition of volcanics from Santo Antão and Fogo, Cape Verde Islands. Chem. Geol. 178, 127–142.
- Courtney, R.C., White, R.S., 1986. Anomalous heat flow and geoid across the Cape Verde Rise: evidence for dynamic support from a thermal plume in the mantle. Geophys. J. R. Astron. Soc. 87, 815–867.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. The Interpretation of Igneous Rocks. George Allen and Unwin, London.
- Crough, S.T., 1978. Thermal origin of mid-plate hot-spot swells. Geophys. J. R. Astron. Soc. 55, 451–469.
- Dash, B.P., Ball, I.M.M., King, I.G.A., Butler, L.W., Rona, F.P.A., 1976. Geophysical investigation of the Cape Verde Archipelago. J. Geophys. Res. 81 (B29), 5249–5259.
- Day, S.J., Heleno da Silva, S.I.N., Fonseca, J.F.B.D., 1999. A past giant lateral collapse and present-day flank instability of Fogo, Cape Verde Islands. J. Volcanol. Geotherm. Res. 94, 191–218.
- de Ignacio, C., Muñoz, M., Sagredo, J., Fernández-Santín, S., Johansson, A., 2006. Isotope geochemistry and FOZO mantle component of the alkaline–carbonatitic association of Fuerteventura, Canary Islands, Spain. Chem. Geol. 232, 99–113.
- De Paape, P., Klerkx, J., Hertogen, J., Plinke, P., 1974. Oceanic tholeiites on the Cape Verde Islands: petrochemical and geochemical evidence. Earth Planet. Sci. Lett. 22, 347–354.
- Doucelance, R., Escriu, S., Moreira, M., Gariépy, C., Kurz, M.D., 2003. Pb–Sr–He isotope and trace element geochemistry of the Cape Verde Archipelago. Geochim. Cosmochim. Acta 67, 3717–3733.
- Duncan, R.A., Keller, R.A., 2004. Radiometric ages for basement rocks from the Emperor Seamounts, ODP Leg 197. Geochim. Geophys. Geosyst. 5, Q08L03.
- Duprat, H.J., Friis, J., Holm, P.M., Grandvuinet, T., Sørensen, R.V., 2007. The volcanic and geochemical development of São Nicolau, Cape Verde Islands: constraints from field and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence. J. Volcanol. Geotherm. Res. 162, 1–19.
- Dyhr, C.T., Holm, P.M., 2010. A volcanological and geochemical investigation of Boa Vista, Cape Verde Islands: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and field constraints. J. Volcanol. Geotherm. Res. 189 (1–2), 19–32.
- Edwards, R.L., Gallup, C.D., Cheng, H., 2003. Uranium-series dating of marine and lacustrine carbonates. In: Bourdon, B., Henderson, G.M., Lundstrom, C.C., Turner, S.P. (Eds.), Uranium-series Geochemistry. Mineral. Soc. Am., Washington D.C.
- Fleck, R.J., Sutter, J.F., Elliot, D.H., 1977. Interpretation of discordant $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of Mesozoic tholeiites from Antarctica. Geochim. Cosmochim. Acta 41, 15–32.
- Foeken, J.P.T., Day, S., Stuart, F.M., 2009. Cosmogenic ^3He exposure dating of the Quaternary basalts from Fogo, Cape Verde: implications for rift zone and magmatic reorganization. Quat. Geochronol. 4, 37–49.
- Gerlach, D.C., Cliff, R.A., Davies, G.R., Norry, M., Hodgeson, N., 1988. Magma sources of the Cape Verde Archipelago: isotopic and trace element constraints. Geochim. Cosmochim. Acta 52, 2979–2992.
- Grevemeyer, I., Helffrich, G., Faria, B., Booth-Rea, G., Schnabel, M., Weinrebe, W., 2009. Seismic activity at Cadamosto seamount near Fogo Island, Cape Verde – formation of a new ocean island? Geophys. J. Int. 180 (2), 552–558.
- Grunau, H.R., Lehner, P., Cleintaur, M.R., Allenback, P., Bakkar, G., 1975. New radiometric ages and seismic data from Fuerteventura (Canary Islands), Maio (Cape Verde Islands) and São Tome (Gulf of Guinea). Progress in Geodynamics. Royal Academy of Arts and Sciences, Amsterdam, pp. 90–118.
- Heleno da Silva, S.I.N., Fonseca, J.F.B.D., 1999. A seismological investigation of the Fogo Volcano, Cape Verde Islands: preliminary results. Volcanol. Seismol. 20, 199–217.
- Heleno da Silva, S.I.N., Faria, B.V.E., Bandomo, Z., Fonseca, J.F.B.D., 2006. Observations of high-frequency harmonic tremor in Fogo, Cape Verde Islands. J. Volcanol. Geotherm. Res. 158, 361–379.
- Helffrich, G., Faria, B., Fonseca, J.F.B.D., Lodge, A., Kaneshima, S., 2010. Transition zone structure under a stationary hot spot: Cape Verde. Earth Planet. Sci. Lett. 289 (1–2), 156–161.
- Hoernle, K.A., Tilton, G., LeBas, M.J., Duggen, S., Garbe-Schönberg, D., 2002. Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate. Contrib. Mineral. Petrol. 142, 520–542.
- Hoffmann, D., Spotl, C., Mangini, A., 2009. Micromill and in situ laser ablation sampling techniques for high spatial resolution MC-ICPMS U–Th dating of carbonates. Chem. Geol. 259 (3–4), 253–261.
- Holm, P.M., Grandvuinet, T., Friis, J., Wilson, J.R., Barker, A.K., Plesner, S., 2008. An ^{40}Ar – ^{39}Ar study of the Cape Verde hot spot: temporal evolution in a semistationary plate environment. J. Geophys. Res. 113, B08201.
- Ivanov, A., He, H., Yang, L., Nikolaeva, I., Palesskii, S., 2009. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of intrusive magmatism in the Angara–Taseevskaya syncline and its implication for duration of magmatism of the Siberian traps. J. Asian Earth Sci. 35, 1–12.
- Jørgensen, J.O., Holm, P.M., 2002. Temporal variation and carbonatite contamination in primitive ocean island volcanics from São Vicente, Cape Verde Islands. Chem. Geol. 192, 249–267.
- Klügel, A., Hanstent, T., Galipp, K., 2005. Magma storage and underplating beneath Cumbre Vieja volcano, La Palma (Canary Islands). Earth Planet. Sci. Lett. 236, 211–226.
- Kogarko, L.N., 1993. Geochemical characteristics of oceanic carbonatites from the Cape Verde Islands. S. Afr. J. Geol. 96, 119–125.
- Koppers, A.A.P., 2002. ArArCALC – software for $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age calculations. Comput. Geosci. 28, 605–619.
- Lancelot, J.R., Allegre, C.J., 1974. Origin of carbonatitic magma in the light of the Pb–U–Th isotope system. Earth Planet. Sci. Lett. 22, 233–238.
- Le Bas, M.J., 1977. Carbonatite–Nephelinitic Volcanism: An African Case History. John Wiley, New York.
- Le Bas, M.J., 1989. Nephelinitic and basanitic rocks. J. Petrol. 30, 1299–1312.
- Le Bas, T.P., Masson, D.G., Holtom, R.T., Grevemeyer, I., 2007. Slope failures of the flanks of the southern Cape Verde Islands. In: Lykousis, V., Sakellariou, D., Locat, J. (Eds.), Submarine Mass Movements and their Consequences. 3rd International Symposium. Springer, Dordrecht, Netherlands, pp. 337–345.
- Le Maitre, R.W., Strecken, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H., Woolley, A.R. (Eds.), 2002. Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. Cambridge University Press.
- Lodge, A., Helffrich, G., 2006. Depleted swell root beneath the Cape Verde Islands. Geology 34, 449–452.
- MacDonald, G.A., 1968. Composition and origin of Hawaiian lavas. Mem. - Geol. Soc. Am. 116, 477–522.
- Machado, F., Azeredo Leme, J., Monjardino, J., 1967. O Complexo sienito-carbonatítico da ilha Brava, Cabo Verde. Garcia de Orta 15 (1), 93–98.
- Machado, F., Azeredo Leme, J., Monjardino, J., Seita, M.F., 1968. Carta geológica de Cabo Verde, notícia explicativa da ilha Brava e dos ilhéus Secos. Garcia de Orta 16 (1), 123–130.
- Madeira, J., Brum da Silveira, A., 2005. Geomorphic and structural analysis of the Fogo island volcano (Cape Verde). International Workshop on Ocean Island Volcanism, São, Cape Verde, p. 45.
- Madeira, J., Brum da Silveira, A., Torres, P.C., 1997. Contradição aparente entre os volumes finais dos derrames e a estimação das taxas de efusão: O caso da erupção do Fogo de 1995. 1st International Symposium "A erupção vulcânica de 1995 na ilha do Fogo, Cabo Verde". Instituto de Investigação Científica Tropical and Ministério da Ciência e Tecnologia, Lisboa, Portugal, pp. 153–163.
- Madeira, J., Munhá, J., Tassinari, C.C.G., Mata, J., Brum da Silveira, A., Martins, S., 2005. K/Ar ages of carbonatites from the Island of Fogo (Cape Verde). VIII Congresso de Geocimica dos Países de Língua Portuguesa, Aveiro, Portugal, pp. 475–478.
- Madeira, J., Brum da Silveira, A., Mata, J., Mourão, C., Martins, S., 2008. The role of mass movements on the geomorphologic evolution of ocean islands: examples from Fogo and Brava in the Cape Verde archipelago. Comun. Geol. 95, 99–112.
- Martins, S., Mata, J., Munhá, J., Mendes, M.H., Maerschalk, C., Caldeira, R., Mattioli, N., 2010. Chemical and mineralogical evidence of the occurrence of mantle metasomatism by carbonate-rich melts in an oceanic environment (Santiago Island, Cape Verde). Mineral. Petrol. 99, 43–65.
- Masson, D.G., Le Bas, T.P., Grevemeyer, I., Weinrebe, W., 2008. Flank collapse and large-scale landsliding in the Cape Verde Islands, off West Africa. Geochim. Geophys. Geosyst. 9 (7), Q07015.
- Mata, J., Moreira, M., Doucelance, R., Ader, M., Silva, L.C., 2010. Noble gas and carbon isotopic signatures of Cape Verde oceanic carbonatites: implications for carbon provenance. Earth Planet. Sci. Lett. 291 (1–4), 70–83.
- Miller, K., Komiz, M., Browning, J., Wright, J., Mountain, G., Katz, M., Sugarman, P., Cramer, B., Christie-Blick, N., Pekar, S., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. Science 310 (5752), 1293–1298.
- Millet, M.-A., Doucelance, R., Schiano, P., David, K., Bosq, C., 2008. Mantle plume heterogeneity versus shallow-level interactions: a case study, the São Nicolau Island, Cape Verde archipelago. J. Volcanol. Geotherm. Res. 176, 265–276.
- Min, K.W., Mundil, R., Renne, P.R., Ludwig, K.R., 2000. A test for systematic errors in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology through comparison with U/Pb analysis of a 1.1-Ga rhyolite. Geochim. Cosmochim. Acta 64, 73–98.
- Minster, J.F., Allegre, C.J., 1978. Systematic use of trace element in igneous processes. Part III: inverse problem of batch partial melting in volcanic suites. Contrib. Mineral. Petrol. 68, 37–52.

- Mitchell, J.G., Le Bas, M.J., Zielonka, J., Furnes, H., 1983. On dating the magmatism of Maio, Cape Verde Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.* 64, 61–76.
- Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F., Masters, G., 2006. A catalogue of deep mantle plumes: new results from finite-frequency tomography. *Geochim. Geophys. Geosyst.* 7, Q11007.
- Mourão, C., Mata, J., Moreira, M., Doucelance, R., Madeira, J., 2007. Further helium isotopic evidence for a lower mantle contribution to the Cape Verde plume. *Geochim. Cosmochim. Acta* 71 (15S), 691.
- Mourão, C., Mata, J., Doucelance, R., Madeira, J., Brum da Silveira, A., Silva, L.C., Moreira, M., 2010. Quaternary extrusive calcio-carbonatite volcanism in Brava Island (Cape Verde): a nephelinite–carbonatite immiscibility product. *J. Afr. Earth Sci.* 56 (2/3), 59–74.
- Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C., Roest, W.R., 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crust. *Geochim. Geophys. Geosyst.* 9, Q04006.
- Muñoz, M., Sagredo, J., de Ignacio, C., Fernández-Suárez, J., Jeffries, T.E., 2005. New data (U–Pb, K–Ar) on the geochronology of the alkaline–carbonatitic association of Fuerteventura, Canary Islands, Spain. *Lithos* 85, 140–153.
- Norman, M.D., Duncan, R.A., Huard, J.J., 2010. Imbrium provenance for the Apollo 16 Descartes terrain: argon ages and geochemistry of lunar breccias 67016 and 67455. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 763–783.
- Palme, H., O'Neill, H.St.C., 2003. Cosmochemical estimates of mantle composition. In: Carlson, R.W. (Ed.), *The Mantle. Treatise on geochemistry*, vol. 2. Elsevier-Pergamon, Oxford, pp. 1–38.
- Peterson, A.L., Wolff, J.A., Turbeville, B.N., 1989. Eruption mechanisms of extrusive carbonatites on an ocean island: Brava, Cape Verde islands. *EOS Trans. Am. Geophys. Union* 70, 1421.
- Pim, J., Peirce, C., Watts, A.B., Grevemeyer, I., Krabbenhoef, A., 2008. Crustal structure and origin of the Cape Verde Rise. *Earth Planet. Sci. Lett.* 272, 422–428.
- Plesner, S., Holm, P.M., Wilson, J.R., 2002. ^{40}Ar – ^{39}Ar geochronology of Santo Antão, Cape Verde Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 120, 103–121.
- Pollitz, F.F., 1991. Two-stage model of African absolute motion during the last 30 million years. *Tectonophysics* 194, 91–106.
- Ramalho, R., Helffrich, G., Schmidt, D., Vance, D., 2010a. Tracers of uplift and subsidence in the Cape Verde Archipelago. *J. Geol. Soc. (London)* 167, 519–538.
- Ramalho, R., Helffrich, G., Cosca, M., Vance, D., Hoffmann, D., Schmidt, D.N., 2010b. Vertical movements of ocean island volcanoes: insights from a stationary plate. *Mar. Geol.* 275, 84–95.
- Ramalho, R., Helffrich, G., Cosca, M., Vance, D., Hoffmann, D., Schmidt, D.N., in review. Episodic Hotspot swell growth from variable uplift of Cape Verde Islands. *Nat. Geosci.*
- Ray, J.S., 2009. Radiogenic isotopic ratio variations in carbonatites and associated alkaline silicate rocks: role of crustal assimilation. *J. Petrol.* 50, 1955–1971.
- Serralheiro, A., 1976. A geologia da ilha de Santiago: Bol. Museu Lab. Min. Geol. Faculdade Ciências Lisboa, 14. 218 pp.
- Serviço Cartográfico do Exército, 1979. Carta da Ilha Brava, República de Cabo Verde. Topographic Maps at the 1:25,000 scale, sheets 40 and 44–45, produced by the Portuguese Army for the Republic of Cape Verde.
- Silva, L.C., Le Bas, M.J., Robertson, A.H.F., 1981. An oceanic carbonatite volcano on Santiago, Cape Verde Islands. *Nature* 294, 644–645.
- Sleep, N.H., 1990. Hotspots and mantle plumes: some phenomenology. *J. Geophys. Res.* 95, 6715–6736.
- Staudigel, H., Giannerini, F.G.G., 1986. The history of intrusive activity on the Island of La Palma (Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 27, 299–322.
- Steiger, R.H., Jäger, E., 1977. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochemistry. *Earth Planet. Sci. Lett.* 36, 359–362.
- Torres, P.C., Madeira, J., Silva, L.C., Brum da Silveira, A., Serralheiro, A., Mota Gomes, A., 1997. Carta geológica das erupções históricas da ilha do Fogo: revisão e atualização. 1st International Symposium “A erupção vulcânica de 1995 na ilha do Fogo, Cabo Verde”. Instituto de Investigação Científica Tropical and Ministério da Ciência e Tecnologia, pp. 119–132.
- Torres, P.C., Silva, L.C., Serralheiro, A., Tassinari, C., Munhá, J., 2002. Enquadramento geocronológico pelo método K/Ar das principais sequências vulcano-estratigráficas da Ilha do Sal – Cabo Verde. *Garcia de Orta* 18 (1–2), 9–13.
- Turbeville, B.N., Wolff, J.A., Le Bas, M.J., 1987. An oceanic nephelinite–phonolite–carbonatite association, Brava, Cape Verde Islands. *EOS* 68, 1522.
- Williams, C.A., Hill, I.A., Young, R., White, R.S., 1990. Fracture zones across the Cape Verde Rise, NE Atlantic. *J. Geol. Soc. (London)* 147, 851–857.
- Wooley, A.R., 1979. The spatial and temporal distribution of carbonatites. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London.
- Wooley, A.R., Kempe, D.R.C., 1989. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: Genesis and Evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 1–14.
- Zhao, D., 2007. Seismic images under 60 hotspots: search for mantle plumes. *Gondwana Res.* 12, 335–355.

Contributions to Mineralogy and Petrology

2012

Primary and secondary processes constraining the noble gas isotopic signatures of carbonatites and silicate rocks from Brava Island: evidence for a lower mantle origin of the Cape Verde plume

Cyntia Mourão · Manuel Moreira · João Mata ·
Aude Raquin · José Madeira

Received: 26 May 2011 / Accepted: 17 November 2011 / Published online: 7 December 2011
© Springer-Verlag 2011

Abstract We present and discuss noble gas compositions of minerals from silicate rocks (olivines) and carbonatites (apatites and calcites) from Brava Island. The presence of an almost ubiquitous atmosphere-derived fingerprint is explained as reflecting contamination by seawater. Because of the high U and Th content in apatites, which are responsible for ^4He production by α -decay, the high measured $^4\text{He}/^3\text{He}$ ratios do not represent magmatic signatures. In contrast, low values of $^4\text{He}/^3\text{He}$ in calcites ($\geq 61,223$; $R/R_a \leq 11.80$) and olivines ($\geq 56,240$; $R/R_a \leq 12.85$) are considered to be representative of signatures trapped at the time of crystallization, given that there are no evidences for significant cosmogenic additions. These relatively low $^4\text{He}/^3\text{He}$ ratios depicted by silicate and carbonatite rocks imply the contribution of a reservoir that evolved under

low $(\text{U} + \text{Th})/^3\text{He}$; this is considered a strong evidence for the genesis of Brava by a mantle plume deeply anchored in the lower mantle. The inferred low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ ratio (≈ 0.3), before degassing, is thought to reflect the contribution to the carbonatites source of a mantle domain evolving under high K/U, which cannot be explained by recycling of crustal components. The possible link between the low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ source and the “missing Ar reservoir” is discussed. The usually referred geochemical dichotomy between Northern and Southern Cape Verde islands, which is markedly evident from Sr, Nd, and Pb isotope signatures, is not apparent from Brava Island (Southern Cape Verde), where some samples present relatively unradiogenic $^4\text{He}/^3\text{He}$ signatures, similar to those reported for the Northern islands of the archipelago.

Communicated by T. L. Grove.

C. Mourão (✉) · J. Mata · J. Madeira
Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa,
Departamento de Geologia (GeoFCUL), Campo Grande,
C6, 1749-016 Lisbon, Portugal
e-mail: ccmourao@fc.ul.pt

C. Mourão · J. Mata
Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (CeGUL),
Campo Grande, C6, 1749-016 Lisbon, Portugal

M. Moreira · A. Raquin
Laboratoire de Géochimie et Cosmochimie (UMR 7579 CNRS),
Institut de Physique du Globe de Paris, Université Paris 7,
4 Place Jussieu, 75252 Paris cedex, France

J. Madeira
LATTEX—Laboratório de Tectonofísica e Tectónica
Experimental, 1749-016 Lisbon, Portugal

J. Madeira
IDL—Instituto D. Luís, 1250-102 Lisbon, Portugal

Keywords Noble gases · Carbonatites · Low primary $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ · Deep-rooted mantle plume · Cape Verde archipelago

Introduction

Noble gases isotope variability partially reflect processes governing the distribution/fractionation of the main heat producing elements (K, U, and Th), allowing the assessment of mantle structure and evolution as well as of its degassing. Indeed, mid-ocean ridge basalts (MORB), considered to sample the upper mantle, and ocean island basalts (OIB) are usually characterized by distinct $^4\text{He}/^3\text{He}$ and air-corrected $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ ratios, reflecting different time-integrated $(\text{U} + \text{Th})/^3\text{He}$ and $(\text{U} + \text{Th})/^{22}\text{Ne}$. The OIB are characterized by $^4\text{He}/^3\text{He}$ and air-corrected $^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$ down to 14,600 and 0.035, respectively (Moreira et al. 2001; Stuart et al. 2003), which has been explained as resulting from the

contribution of a long-term isolated reservoir, most probably residing in the lower mantle (Kurz et al. 1982; Moreira and Allègre 1998; Trieloff and Kunz 2005).

Mainly based on Sr, Nd, and Pb isotopes, Cape Verde magmas have been considered to incorporate the contribution of ancient recycled crustal materials (e.g., Gerlach et al. 1988; Doucelance et al. 2003; Holm et al. 2006; Millet et al. 2008; Martins et al. 2010). Whether or not these magmas result from a mantle plume deeply rooted in the lower mantle is hardly assessed by such isotope systems. Noble gas concentrations on a relatively unradiogenic lower mantle reservoir are significantly higher than in degassed recycled materials (up to two orders of magnitude; e.g., Allègre and Moreira 2004), making them a powerful tool for the identification of a minor contribution of the lower mantle to plumes dominated by crustal recycled materials (e.g., Farley and Neroda 1998; Jackson et al. 2009).

Besides primary factors such as source composition and partial melting processes (e.g., Matsuda and Marty 1995; Burnard 2004), the composition of magmatic rocks is also controlled by secondary factors related to closed- and open-system processes affecting primary magmas during their ascent and, also, post-magmatic processes. These include magma immiscibility (Burnard et al. 2010), diffusion-controlled isotopic fractionation (Burnard 2004; Yamamoto et al. 2009), and magma vesiculation/degassing (Sarda and Graham 1990; Moreira and Sarda 2000), magma mixing (Füri et al. 2010), contamination of the magmas by the assimilation of crustal rocks or fluids (Hilton et al. 1995; Patterson et al. 1994; van Soest et al. 2002), post-eruption/emplacement production of nucleogenic, cosmogenic, and radiogenic helium and neon isotopes in mineral matrix (Moreira and Madureira 2005; Yokochi et al. 2005) and even contamination by modern air during sample preparation within the laboratory (Ballentine and Barfod 2000).

In this paper, we present noble gas analyses obtained from 19 mineral separates from silicate (olivines) and carbonatite (apatites and calcites) rocks. These analyses allowed the assessment of the contribution of the lower mantle to both silicate and carbonatite magmas, thus promoting a better understanding of the Cape Verde plume origin and composition. Taking advantage of the analysis of the whole set of noble gas elements, the role of secondary processes in carbonatite compositions is also fully addressed, enabling the demonstration that Brava carbonatites sampled a mantle domain characterized by very low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$.

Geological setting and sampling

The Cape Verde Islands are located in the Atlantic Ocean, between latitudes 15° and 17°N. The archipelago sits atop a broad, 2 km high, bathymetric swell correlated with geoid

and gravimetric anomalies (Courtney and White 1986; Monnereau and Cazenave 1990). These features have long been considered the result of the impingement of the lithosphere by a deeply anchored mantle plume, with resulting plate thinning and heating (e.g., Crough 1978; Montelli et al. 2006). It is composed of 10 main islands, which can be divided into two geographical/geochemical groups (Fig. 1): the Southern Islands are characterized by lower $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, but higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^4\text{He}/^3\text{He}$ isotope ratios comparatively to the Northern Islands (Gerlach et al. 1988; Davies et al. 1989; Doucelance et al. 2003).

Brava is a small island (64 km²) located on the southwestern tip of the approximately ENE-WSW alignment formed by the Southern Cape Verde Islands (Fig. 1) and is believed to be one of the youngest islands of the

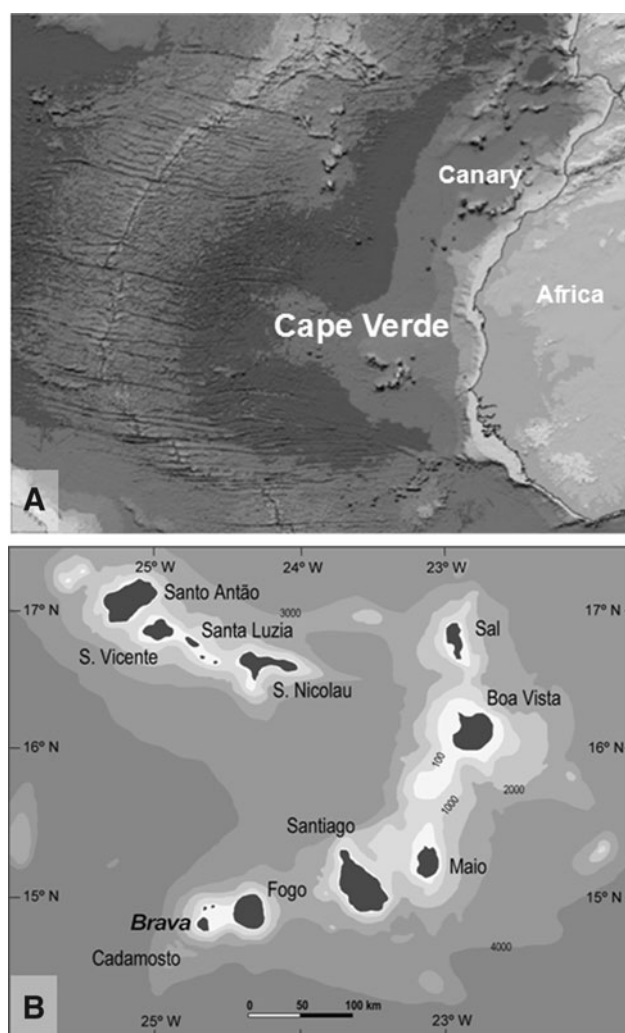


Fig. 1 Location of the Cape Verde archipelago and Brava Island in the Atlantic Ocean. Northern Cape Verde Islands comprise Santo Antão, São Vicente, Santa Luzia, and São Nicolau, while Southern Cape Verde Islands corresponds to an alignment defined by Sal, Boa Vista, Maio, Santiago, Fogo, and Brava. Location map adapted from Google Earth

archipelago. Three major volcano-stratigraphic units were identified (Mourão et al. 2010; Madeira et al. 2010). The older Lower unit comprises a 2–3 Ma-old uplifted nephelinite/ankaramite submarine volcanic sequence representing the upper part of the submarine seamount precursor of the island. These submarine rocks were intruded 1.8–1.3 Ma ago by a subvolcanic plutonic complex (Middle unit) including nepheline syenites, pyroxenites, ijolites, and carbonatites. The Upper unit (<0.25 Ma) is dominated by phonolite volcanism, also presenting some rare nephelinitic lava flows and extrusive carbonatites. It rests on an important erosional discontinuity that developed between 1.3 and ~0.25 Ma and truncated the basal complex (Lower and Middle units).

Considering the somewhat altered characteristics of the extrusive carbonatites, our study focused on the carbonatite intrusive facies of the Middle unit, as well as on silicate mafic lavas and dikes from the Lower and Upper units.

According to the systematics of Woolley and Kempe (1989), the carbonatites studied here are classified as calciocarbonatites (CY23, CY56, CY116, CY144, CY156, and CY161) and magnesiocarbonatites (CY110, CY111, CY112, and CY113). Petrographic, mineralogical, and geochemical descriptions of the calciocarbonatite samples can be found in Mourão et al. (2010). All magnesiocarbonatites belong to the same intrusion, cropping out at Porto dos Ferreiros. They exhibit heterogranular textures with large dolomite crystals set on a fine-grained matrix dominated by significantly smaller dolomite grains. Apatite is an ever-present early crystallized accessory phase, which is remarkably abundant in most samples. Opaque minerals, biotite, and titanite are accessory phases also found on the studied magnesiocarbonatite. The presence of primary clino-amphibole is restricted to sample CY111.

Olivines were obtained from lavas and dikes of melilite nephelinitic (CY7, CY11, and CY25) to basanitic (CY82 and CY83) compositions from the Lower unit and from lavas of melanephelinitic (CY247), basanitic (CY98), and phonotephritic (CY200) compositions from the Upper unit. The rocks are mainly porphyritic, with abundant Ti-augite and olivine phenocrysts, while oxides are sometimes present as microphenocrysts. The groundmass is invariably a fine-grained aggregate of Ti-augite and metal oxides, with minor amphibole and/or biotite and felsic minerals.

Analytical procedures and results

Noble gas analyses were performed on olivine phenocrysts separated from mafic lavas, and calcite and apatite crystals obtained from intrusive carbonatites. Fresh whole-rock samples were gently crushed/sieved, and grains were then

handpicked with the aid of a binocular microscope. All crystals with alteration rims and/or with attached basaltic matrix were excluded from analysis. Samples were cleaned with ethanol and acetone using an ultrasonic bath. Olivines were submitted to HF (1 N) or oxalic acid (1%) reaction for 5–10 min to remove the external surface that could have been in contact with the basaltic matrix. The final step of cleaning was performed with ethanol and acetone.

Noble gas analyses were performed at the Institut de Physique du Globe de Paris (IPGP), using the glass mass spectrometer ARESIBO I and the NOBLESSE mass spectrometer (Nu Instruments®). For olivine analyses, ARESIBO I was equipped with a fully automated metal line with low He and Ne blanks. For calcite and apatite analyses, a Pyrex® glass extraction and purification line was used. Rare gases were extracted by crushing or step-crushing in vacuum. This procedure was applied to release the gases contained within fluid inclusions, which are usually less affected by radiogenic, nucleogenic, and fissionogenic production in the mineral matrix.

Blanks were measured before and after each sample. For the glass part of the ARESIBO line, the blanks were 1.9×10^{-8} , 7.8×10^{-13} , 3.7×10^{-12} , 1.4×10^{-13} , and 9.6×10^{-16} ccSTP for ^4He , ^{22}Ne , ^{36}Ar , ^{84}Kr , and ^{130}Xe , respectively. For the automated stainless steel line, the ^4He and ^{22}Ne blank were 2.5×10^{-10} and 5.6×10^{-14} ccSTP, respectively. Isotopic ratios were atmospheric within uncertainties.

For the fully automated stainless steel line of the NOBLESSE mass spectrometer, the blanks were 1.2×10^{-10} and 2.0×10^{-13} ccSTP for ^4He and ^{22}Ne , respectively.

To evaluate the contribution from radiogenic and cosmogenic helium, the gas present in the olivine matrix (i.e., in the powder remaining from the crushing procedure) was extracted from five samples, packed in an aluminium foil, by heating at 1,500°C for 5 min in a Ta crucible double vacuum furnace. The blanks measured between each extraction were as low as blanks measured between crushing experiences.

The results obtained for olivines separated from silicate rocks are shown in Table 1, in which “total” isotopic ratio refers to the isotopic ratio calculated by summing the concentrations of the different steps. Helium concentrations obtained by olivine crushing range from 3.1 to 19.8×10^{-9} ccSTP/g for the Lower unit and from 3.9 to 96.7×10^{-9} ccSTP/g for the Upper unit. Helium isotopic ratios ($^4\text{He}/^3\text{He}$) vary between 56,240 ($R/R_a = 12.85$) and 101,785 ($R/R_a = 7.10$) in the Lower unit and between 65,541 ($R/R_a = 11.02$) and 77,513 ($R/R_a = 9.32$) in the Upper unit (Table 1). Helium concentrations obtained from heating experiments after the crushing of olivine samples from the Lower unit are shown in Table 2. They vary between 3.88 and 16.2×10^{-9} ccSTP/g, with corrected

Table 1 Noble gas abundances and isotopic ratios for olivines (silicate rocks), and apatites and carbonates (carbonatitic rocks) from Brava Island

Sample	^3He (10^{-14})	^4He (10^{-9})	R/R_a	1σ	$^4\text{He}/^3\text{He}$	^{22}Ne (10^{-12})	$^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	1σ	$^{21}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$	1σ	^{36}Ar (10^{-10})	$^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	1σ	$^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$	1σ	$^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^a$	1σ	^{84}Kr (10^{-12})	^{130}Xe (10^{-14})
Mafic volcanics																			
Olivines																			
Lower unit																			
CY7	19.45	19.80	7.10	0.64	101,785	1.89	9.82	0.08	0.0311	0.0010									
CY11 step1	4.21	2.28	13.35	2.04	54,134	0.76	9.84	0.07	0.0266	0.0011									
CY11 step2	1.30	0.82	11.46	4.33	63,040	0.26	9.99	0.17	0.0317	0.0021									
CY11 total	5.51	3.10	12.85	1.89	56,240	1.02	9.88	0.07	0.0279	0.0010									
CY25	8.87	6.04	10.61	2.21	68,070	0.75	9.94	0.11	0.0301	0.0014									
CY82	8.71	5.23	12.03	0.90	60,054	3.43	9.89	0.03	0.0289	0.0006									
CY83	6.98	4.87	10.35	0.66	69,779	12.22	9.83	0.02	0.0291	0.0004									
Upper unit																			
CY98 ^a	5.01	3.89	9.32	0.30	77,513	18.66	9.82	0.05	0.0294	0.0003									
CY200 ^a	9.91	6.97	10.27	0.24	70,385	8.55	9.85	0.05	0.0293	0.0004									
CY247 ^a	147.48	96.66	11.02	0.04	65,541	27.02	9.99	0.05	0.0297	0.0003									
Carbonatites																			
Apatites																			
CY110	14.86	13.31	8.07	0.86	89,576	2.65	9.89	0.06	0.0290	0.0008	0.44	0.1877	0.0004	418	13	2.46	0.32	1.33	2.51
CY111	3.97	7.15	4.01	0.73	180,308	3.14	9.79	0.05	0.0291	0.0006	0.77	0.1879	0.0004	379	12	1.12	0.18	2.07	2.81
CY112	40.46	30.25	9.67	0.47	74,755	3.30	9.87	0.04	0.0295	0.0005	0.76	0.1881	0.0004	371	12	5.25	0.89	2.12	3.37
CY113	14.72	12.32	8.63	0.70	83,724	8.85	9.86	0.03	0.0292	0.0005	1.30	0.1884	0.0004	393	12	0.97	0.14	3.25	3.92
CY161	29.93	41.41	5.22	0.31	138,377	5.92	9.83	0.04	0.0291	0.0005	1.30	0.1878	0.0004	352	11	5.64	1.17	3.33	4.11
Calcites																			
CY23	10.72	10.47	7.40	0.74	97,612	22.92	9.81	0.03	0.0290	0.0005	4.36	0.1876	0.0004	316	10	1.18	0.59	10.59	7.84
CY56	160.4	98.84	11.73	0.22	61,603	18.16	9.91	0.03	0.0300	0.0005	4.33	0.1877	0.0005	577	18	0.81	0.08	12.04	10.16
CY116	105.87	71.59	10.69	0.38	67,621	25.10	9.95	0.03	0.0302	0.0005	5.50	0.1882	0.0004	730	23	0.30	0.03	14.60	14.70
CY144	256.28	156.9	11.80	0.14	61,223	71.40	9.86	0.02	0.0296	0.0004	15.09	0.1885	0.0004	610	19	0.33	0.03	63.60	31.50
CY156	92.16	57.32	11.62	0.26	62,203	33.21	9.79	0.02	0.0294	0.0004	7.79	0.1885	0.0004	340	11	1.65	0.41	22.19	17.50
CY161	24.85	17.91	10.03	0.76	72,057	12.52	9.81	0.03	0.0294	0.0005	3.30	0.1881	0.0004	421	13	0.43	0.06	9.43	8.15
Air					72.3		9.80		0.0290			0.1880		296					

Noble gas abundances in ccSTP/g. Helium isotope ratios are expressed as R/R_a , where R is the $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratio of the sample and R_a is the same ratio in air (equal to 1.384×10^{-6} ; e.g., Clarke et al. 1976)

^a Analyses performed in NOBLESS spectrometer (IPGP). All the other analyses were obtained using the ARESIBO I mass spectrometer

Table 2 Heating experiments on olivines powders remaining from crushing

Heating	<i>T</i> reached (°C)	⁴ He (10 ^{−9} cc/g)	⁴ He/ ³ He	1σ	<i>R/R_a</i>	³ He _{cosm} (10 ^{−14} cc/g)	(<i>R/R_a</i>) _{corr} (1%) ^a	(<i>R/R_a</i>) Crushing
CY7	1,500	4.87	60,527	2,306	11.94	3.26	7.07	7.10
CY11 total	1,500	4.59	22,752	240	31.76	12.01	12.48	12.85
CY25	1,500	3.88	28,361	765	25.48	7.98	10.45	10.61
CY82	1,500	16.20	49,420	364	14.62	5.80	11.58	12.03
CY83	1,500	7.78	17,091	92	42.28	34.39	9.67	10.35

^a For our calculations, we assume that the cosmogenic helium extracted by crushing may represent up to 1% of the total cosmogenic helium located in the matrix (see text for explanation). ^{corr}*R/R_a* values corrected for upper limit of cosmogenic helium released during the preliminary crushing

⁴He/³He ratios ranging from 101,767 to 56,229 (*R/R_a* = 7.07 and 12.48, respectively), which are similar to the ratios obtained by crushing (*R/R_a* = 7.10 and 12.85).

The total ²²Ne concentrations vary between 0.75 and 12.22×10^{-12} ccSTP/g in olivines from the Lower unit and between 8.55 and 27.02×10^{-12} ccSTP/g for olivines from the Upper unit. The total ²⁰Ne/²²Ne isotopic ratios were close to the atmospheric ratio (varying between 9.82 and 9.94 in the Lower unit and 9.82 and 9.99 in the Upper unit). The total ²¹Ne/²²Ne ratios were similar to the air value in both cases (Lower unit: 0.0279–0.0311, Upper unit: 0.0293–0.0297) (Table 1).

The results obtained for apatites and calcites from Brava intrusive carbonatite rocks (Middle unit) are reported in Table 1. ⁴He concentrations extracted from the Brava carbonatite apatites vary between 7.15 and 41.41×10^{-9} ccSTP/g, whereas ⁴He concentrations from calcites range between 10.47 and 157×10^{-9} ccSTP/g. Apatites show variable isotopic compositions with ⁴He/³He ratios below (down to 74,755; *R/R_a* up to 9.67) and above (up to 180,308; *R/R_a* down to 4.01) the canonical MORB value of $90,000 \pm 10,000$ (*R/R_a* 8 ± 1 ; e.g., Allègre et al. 1995). Except for sample CY-23, calcites present lower ⁴He/³He ratios than apatites, which range from 61,223 (*R/R_a* = 11.80) to 72,057 (*R/R_a* = 10.03). Apatites present ²²Ne contents between 2.65 and 8.85×10^{-12} ccSTP/g, one order of magnitude lower than calcite contents (12.52 – 71.40×10^{-12}). The ²⁰Ne/²²Ne and ²¹Ne/²²Ne isotopic ratios are remarkably constant and close to the atmospheric values, which range from 9.79 to 9.89 and 0.0290 to 0.0295, respectively. Similarly to apatites, calcites show neon isotopic ratios close to the air values (²⁰Ne/²²Ne = 9.79 to 9.95 and ²¹Ne/²²Ne = 0.0290 to 0.0302). The total ³⁶Ar concentrations vary from 0.44 to 1.30×10^{-10} ccSTP/g in apatites and from 3.30 to 15.09×10^{-10} ccSTP/g in calcites. The ⁴⁰Ar/³⁶Ar isotopic ratios are higher than the air value of 298.6 (Lee et al. 2006) and reach 418 in apatites and 730 in calcites. The ³⁸Ar/³⁶Ar isotopic ratios are indistinguishable from the atmospheric ratio (³⁸Ar/³⁶Ar = 0.1880) and therefore will not be

discussed further. Kr and Xe isotopic ratios are also indistinguishable from the atmospheric ratios.

Discussion

Firstly, we discuss how Brava's primary magmatic noble gas abundances and isotopic signatures were modified by secondary processes. Later, we focus on the possible cause of the primary low ⁴He/⁴⁰Ar* ratios characterizing carbonatites, on the evidence for contribution of lower mantle-derived material to the studied silicate and carbonatite rocks and on the regional implications of the obtained results.

Assessing the radiogenic and cosmogenic contribution to helium isotope ratios

Extraction of cosmogenic or radiogenic noble gases from the matrix during crushing can disturb the magmatic signal, an effect that is more pronounced in samples presenting low mantle-derived noble gas contents (Kurz 1986; Yokochi et al. 2005). The rocks hosting the studied olivines range in age between 2.92 ± 0.11 and $<0.253 \pm 0.005$ Ma (see Madeira et al. 2010). Considering these ages, the characteristic low U and Th content of olivine, and that these rocks were sampled at low altitude (<350 m) and in freshly exposed surfaces, the radiogenic and cosmogenic helium present in this mineral might be minimal. However, we cannot completely exclude the possibility of a cosmogenic ³He contribution given the very low ⁴He content of olivine (usually $<10^{-8}$ ccSTP/g; see Table 1 and Fig. 2). Moreover, it has been demonstrated that damage in mineral structure produced during crushing may lead to the extraction of cosmogenic helium from the matrix (e.g., Hilton et al. 1993; Scarsi 2000; Yokochi et al. 2005), an effect depending on the type of crushing and that becomes more evident as crushing time increases (Scarsi 2000; Moreira and Madureira 2005).

To evaluate the contribution of cosmogenic helium to the Brava olivines, we conducted measurements preceded

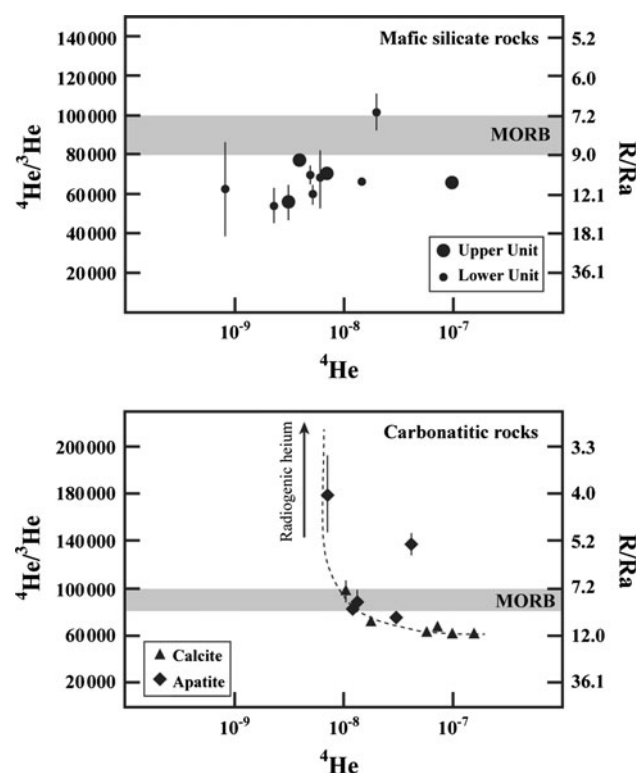


Fig. 2 R/R_a (R refers to the measured $^3\text{He}/^4\text{He}$ and R_a is the atmospheric ratio) versus ^4He concentrations obtained for olivines from silicate rocks and apatites and carbonates from carbonatite rocks sampled in Brava Island

by heating at 1,500°C of the powders previously subject to crushing. The ^3He concentrations obtained from heating experiments are up to 500% higher than those obtained from the same samples by crushing indicating the presence of ^3He in the matrix (up to 34×10^{-14} ccSTP/g, $R/R_a \approx 42$; see Table 2). However, Moreira and Madureira (2005) have shown, using the same crushing procedure, that only less than 0.5% of the cosmogenic ^3He produced in the matrix is released during crushing. The effect of the addition of cosmogenic helium located in the matrix ($^3\text{He}_{\text{cosm}}$) to the R/R_a ratios can be assessed by the comparison of the ratios obtained by crushing with those corrected from the cosmogenic addition ($R/R_{a_{\text{corr}}}$), where

$$R/R_{a_{\text{corr}}} = (1/R_a) \left[(^3\text{He}_{\text{crush}} - ^3\text{He}_{\text{cosm}}) / ^4\text{He}_{\text{crush}} \right] \quad (1)$$

Even considering the addition of 1% of cosmogenic helium, R/R_a and $R/R_{a_{\text{corr}}}$ are, within error, identical (see Table 2) indicating the absence of significant cosmogenic contribution. This is supported by the results of analyses after one and two steps of crushing, which do not reveal an increase in R/R_a for the second step (see Table 1). These results clearly indicate that the relatively high R/R_a values (up to 12.85), as compared with the typical upper mantle

value sampled by MORB ($R/R_a \approx 8 \pm 1$; e.g., Allègre et al. 1995), represent magmatic signatures.

Alpha implantation from the matrix into the olivine may also be severe leading to $^4\text{He}/^3\text{He}$ increase in both crushing and melting experiments (Jackson et al. 2010). However, owing to the recent age of the studied samples ($<2.92 \pm 0.11$ Ma) and the relatively low U and Th contents of the host rocks (<2.05 and 7.01 ppm, respectively; unpublished), post-eruptive radiogenic ingrowth and implantation of ^4He are unlikely to be an effective mechanism in changing the original magmatic signature of the studied mineral.

In contrast, some apatites occurring in carbonatites are characterized by He isotope ratios ($^4\text{He}/^3\text{He}$ up to 180,308; R/R_a down to 4.01) clearly more radiogenic than MORB. Apatites are usually characterized by high U and Th content, producing ^4He by α -decay, some of which is likely to be incorporated into fluid inclusions and released by crushing (Yokochi and Marty 2004; Yokochi et al. 2005). For example, Mata et al. (2010) determined Th and U contents up to 133 and 15.2 ppm, respectively, for apatites from Cape Verde carbonatites. Considering an age <2 Ma for the Brava intrusive carbonatites (e.g., Hoernle et al. 2002; Madeira et al. 2010), and the Th (39.5 ppm) and U (3.4 ppm) concentrations for a sample from the same outcrop (Mata et al. 2010), the in situ matrix ^4He production would be approximately 3×10^{-6} ccSTP/g, which leads to the conclusion that a few percent of radiogenic helium extracted during crushing should dominate the mantle-derived helium. Therefore, this result indicates that the measured high $^4\text{He}/^3\text{He}$ ratios are not the representative of the magma signatures trapped at the time of apatite crystallization.

The vacuum crushing results obtained for Brava calcites indicate that the ^4He concentration is highly variable (Table 1). However, production of ^4He by U–Th decay in the calcite lattice is clearly less significant given the lower content of radioactive nuclides inside the mineral (Th ≤ 1.7 ppm, U ≤ 0.2 ppm; see Mata et al. 2010). Moreover, calcites contain higher ^3He concentration (up to 256×10^{-14} ccSTP/g) than apatites (up to 40.5×10^{-14} ccSTP/g). All these, the young age of the samples (1.55 ± 0.01 Ma) and exposure conditions similar to those described for the silicate rocks hosting the analyzed olivines (see above), lead us to consider that the determined R/R_a values (up to 11.80) mirror the mantle source signature.

Atmospheric-like signatures of heavy noble gases

One of the main problems in deciphering the primary magmatic noble gas compositions is the common occurrence of atmospheric contamination. Indeed, the noble gas concentrations of the atmosphere and hydrosphere are so high, as compared to the mantle, that the mantle signatures

of Ne, Ar, Kr, and Xe are usually obscured by the presence of an atmosphere-derived fingerprint (e.g., Staudacher and Allègre 1988; Ballentine and Barfod 2000; Sarda 2004). Helium is largely immune to this problem, owing to its very low abundance in the atmosphere as opposed to the other noble gases (He = 5.24 ppm; Ar = 9,340 ppm; Ozima and Podosek 2002). For Brava, this is evident from the atmospheric-like signatures shown by isotopic ratios of the majority of samples (e.g., $^{20}\text{Ne}/^{22}\text{Ne}$, $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$, $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$; see Table 1).

In Fig. 3, the elemental noble gas abundance patterns for calcites and apatites were represented as the fractionation factor $F(x)$, where $F(x) = (x/^{36}\text{Ar})_{\text{sam}}/(x/^{36}\text{Ar})_{\text{atm}}$. From this figure (see also Fig. 4), it is evident the enrichment of the studied samples in ^{130}Xe , as compared with the air. This excludes modern air contamination, including those putatively occurred during sampling or sample preparation in the laboratory (see Ballentine and Barfod 2000).

It is now clear that the Earth's mantle evolves through bidirectional mass transfer with the external reservoirs (crust, hydrosphere, and atmosphere; e.g., Hofmann 2003), but there is still an intense debate about whether the crustal and atmosphere-derived noble gases are re-introduced into the mantle through subduction (cf., Staudacher and Allègre 1988; Matsumoto et al. 2001; Mohapatra and Honda 2006;

Holland and Ballentine 2006; Ballentine and Holland 2008; Moreira and Raquin 2007). Considering: (1) the revision of arc magmas data (Hilton et al. 2002) suggesting that a very important amount of the altered oceanic crust noble gases budget is not deeply recycled, returning back to the crust/atmosphere through subduction-related magmatism; (2) the enormous difference between the $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratios reported for the atmosphere (298.6; Lee et al. 2006) and the upper mantle (25,000; Moreira et al. 1998); (3) reasoning based on the $^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe}$ and $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratios of Archean rocks and on the Ne–Ar systematics of oceanic basalts, leading to the proposition that the evolution of some rare gas isotopic ratios from solar to atmospheric ratios occurred before or during the Earth's accretion (Moreira and Raquin 2007; Raquin and Moreira 2009), we believe that noble gases recycling is not a major player constraining the mantle composition.

If we exclude present-day air and recycled materials as potential contaminants, we are left with the modern seawater hypothesis. This possibility is supported by the correlation shown in Fig. 4 (see also Fig. 3). Contamination may have occurred by direct interaction of ascending magma with seawater percolating the volcanic pile or by mobilization of seawater-derived volatiles from the wall-rocks of conduits and magma chambers (e.g., Patterson et al. 1990). Both hypotheses seem to be feasible, considering either the extremely abundant phreatomagmatic activity in Brava, indicating frequent magma–water (seawater?) interaction (see Madeira et al. 2010), or the

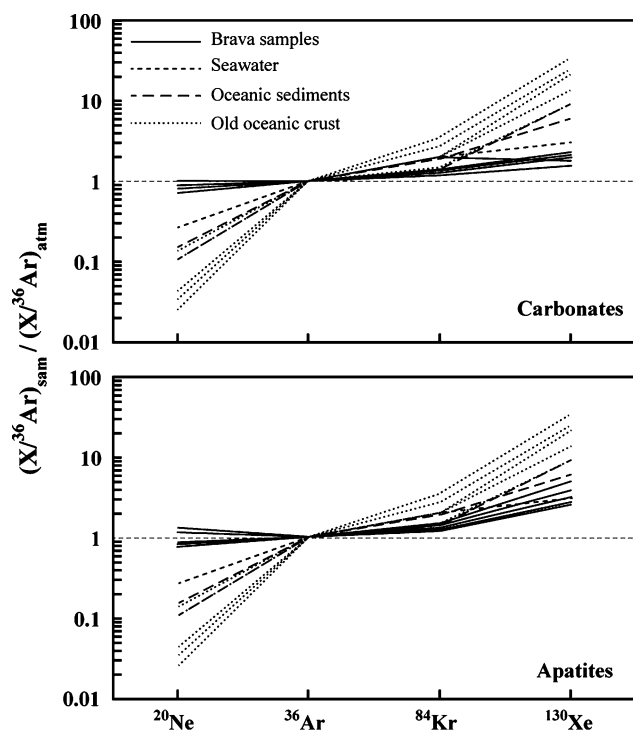


Fig. 3 Noble gas abundance pattern relative to ^{36}Ar normalized to the atmosphere for crushed carbonates and apatites from Brava. For comparison, we also report results for old oceanic crust and oceanic sediments (Staudacher and Allègre 1988) and seawater (Allègre et al. 1986)

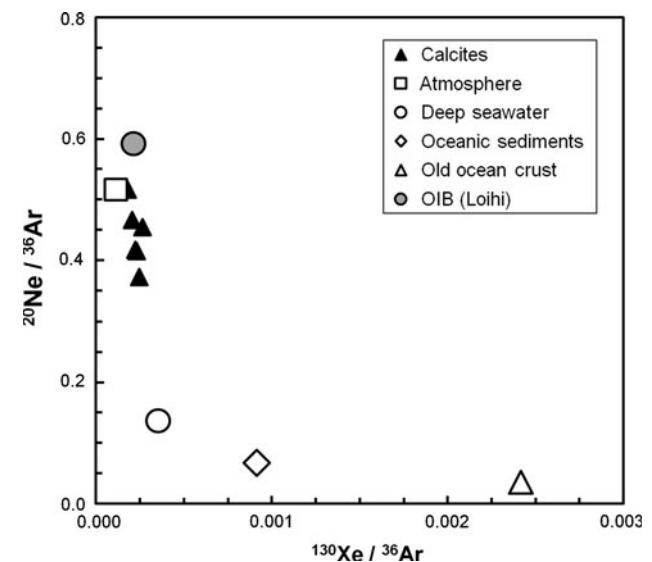


Fig. 4 $^{20}\text{Ne}/^{36}\text{Ar}$ versus $^{130}\text{Xe}/^{36}\text{Ar}$ elemental ratios for calcites from carbonatites. Also, plotted are atmospheric, old oceanic crust, oceanic sediments, seawater (Staudacher and Allègre 1988; Allègre et al. 1986) and Loihi (OIB; Sarda and Graham 1990) ratios. Brava calcites present compositions intermediate between those characterizing a typical OIB and the modern seawater

intrusive character of these carbonatites and the storage time they have spent in magma chambers before complete crystallization.

From Fig. 5, it can be inferred that the role of contamination by seawater is more important in calcites than in apatite, the former being characterized by $^{130}\text{Xe}/^{84}\text{Kr}$ closer to the seawater and clearly lower than the depicted by apatites. We interpret this as the result of early crystallization of apatite, which, unlike calcite, would have occurred before magma contamination by seawater.

Solubility-controlled elemental and isotopic fractionation

Calcites from Brava carbonatites present low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ (Table 1), where $^{40}\text{Ar}^*$ refers to the radiogenic (non-atmospheric) ^{40}Ar and it is assumed that all the ^{36}Ar is atmosphere-derived:

$$^{40}\text{Ar}^* = ^{36}\text{Ar}_{\text{analyzed}} \left[\left(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \right)_{\text{analyzed}} - \left(^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar} \right)_{\text{air}} \right] \quad (2)$$

In the mantle, the instantaneous $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ production ratio is around 4–5, depending on the K/U ratio ($\approx 12,700$; Jochum et al. 1983), whereas, owing to the different decay constants of parent isotopes, the long-term (>1 Ga) accumulated $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ is expected to be between 1 and 2 (e.g., Yamamoto et al. 2009).

Our data from calcites are characterized by $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ ratios usually lower than 1 (down to 0.30; Table 1), which

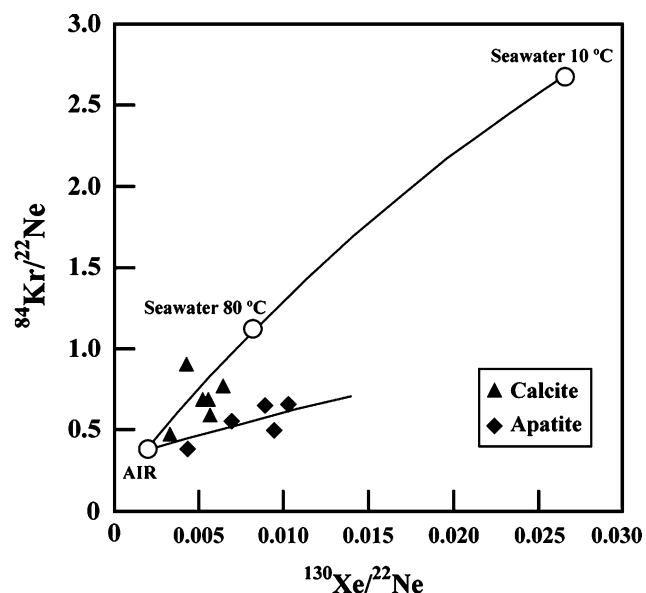


Fig. 5 $^{84}\text{Kr}/^{22}\text{Ne}$ versus $^{130}\text{Xe}/^{22}\text{Ne}$ ratios for carbonates and apatites from carbonatites. For reference, compositions of seawater calculated for 10 and 80 °C are shown

could be interpreted as the result of the preferential He diffusion out of the inclusions (e.g., Nuccio et al. 2008). Indeed, admitting that noble gas diffusivities are governed

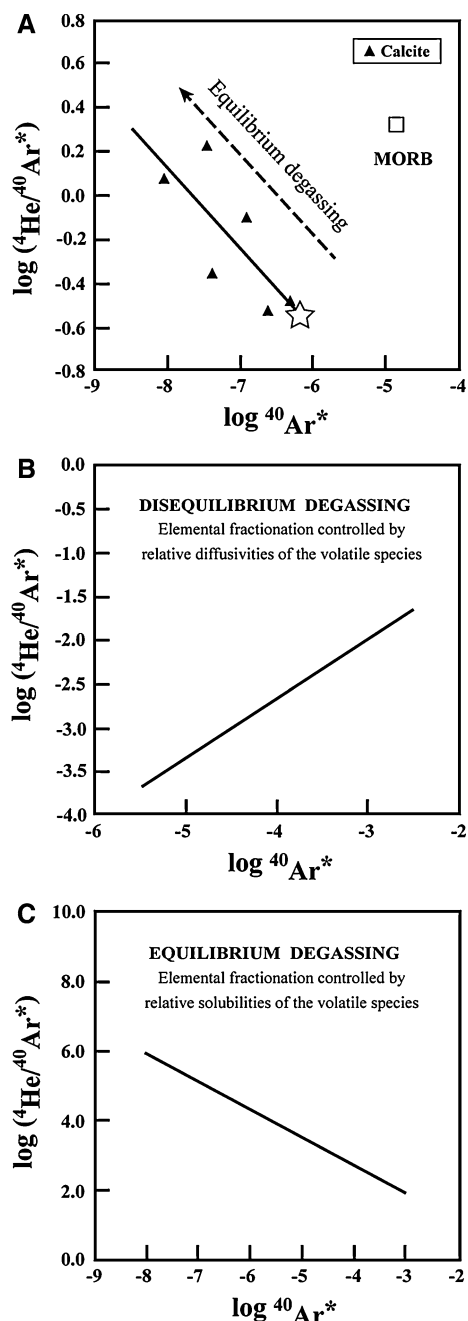


Fig. 6 a Bi-logarithm plot of $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ versus $^{40}\text{Ar}^*$ for calcites from Brava Island carbonatites. The solid line is a best fit to the Brava calcite dataset and approach to the expectable from equilibrium degassing of magma with initial $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ ratio of 0.3 (white star) (compare with c). The slope of the carbonatite degassing trajectory indicates that $S_{\text{Ar}}/S_{\text{He}} \approx 0.2$. b Typical trend for disequilibrium degassing approximately described by a Rayleigh-like equation (e.g., Nuccio et al. 2008). c Theoretical trend for equilibrium degassing modelled using $\log(^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*) = (\alpha - 1)\log^{40}\text{Ar}^* + \log(^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*)_0$ (Burnard 2001) and $\alpha = S_{\text{Ar}}/S_{\text{He}}$ (solubility values determined by Burnard et al. 2010). MORB composition (Allègre et al. 1986) is shown for comparison

by vacancy diffusion mechanisms, the fractionation (f) between different isotopes (a and b) can be expressed (e.g., Trull and Kurz 1999) in the following way:

$$f = \sqrt{Ma/Mb} \quad (3)$$

where M is the atomic mass. Therefore, ^4He diffuses more than 200% faster than ^{40}Ar (see also Burnard 2004), which would result in a positive correlation between $\log(^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*)$ and $\log[^{40}\text{Ar}^*]$. Such behavior is not observed in Brava samples suggesting that a diffusion-controlled fractionation process during a hypothetical selective migration out of the inclusions does not provide an explanation for the low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$.

Noble gas fractionation is also expected to occur during magmatic degassing as the melts ascend. However, the type of elemental fractionation depends on how degassing occurred in equilibrium or non-equilibrium conditions.

Gonnermann and Mukhopadhyay (2007) demonstrated that low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ ratios can be achieved under non-equilibrium conditions, owing to the significant difference in the diffusivity coefficients for these elements (see above). Indeed, bubble growth, at expenses of gas molecules randomly dispersed in the melt, is controlled by diffusion, which, in case of swift bubble growing and degassing, is capable of inducing elemental and isotopic fractionation (e.g., Proussevitch and Sahagian 2005; Ruzié and Moreira 2010). If the time available for degassing is short compared to the characteristic diffusion time of Ar, He will be preferentially evacuated with the consequent lowering of $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ in the remaining melt (Gonnermann and Mukhopadhyay 2007; Füri et al. 2010). However, in contrast to what would be theoretically expectable from the operation of such a process, a negative correlation between $^{40}\text{Ar}^*$ and $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ is observed for the analyzed calcites (cf. Fig. 6a, b).

In situations where the time for volatiles diffusion from the melt into bubbles is enough to achieve equilibrium between dissolved volatiles and the bubbles, eventual elemental fractionation is mainly dependent on the solubility of the different elements. Experimental work has demonstrated that the solubility of noble gases in silicate magmas increases with decreasing atomic number (e.g., Jambon et al. 1986; Broadhurst et al. 1992; Shibata et al. 1998), which explains why $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ ratio has been used for the identification of the occurrence of equilibrium degassing processes (e.g., Marty and Zimmermann 1999; Moreira and Sarda 2000; Burnard et al. 2004; Burnard et al. 2003). More recently, Burnard et al. (2010) conducted experiments on synthetic carbonatite compositions, which demonstrated that He is also more soluble than Ar in these melts and that the solubility ratio is $S_{\text{Ar}}/S_{\text{He}} \approx 0.2$, but with a large uncertainty (>50%).

Calcites from Brava carbonatites present a negative correlation between $^{40}\text{Ar}^*$ and $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ compatible with a solubility-controlled equilibrium degassing (cf. Fig. 6a, c). Consequently, one can conclude that the $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ ratio before degassing is given by the end of the data array in Fig. 6 that is $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^* \approx 0.3$ (it can be lower). In such a diagram, a distillation process is materialized by a linear correlation with a slope $(S_{\text{Ar}}/S_{\text{He}}) - 1$. Our data yields a slope of ≈ -0.4 indicating that for Brava $S_{\text{Ar}}/S_{\text{He}} \approx 0.6$ reinforcing that, also for carbonatite magmas, He is more soluble than Ar.

What is the cause of the low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$?

Brava carbonatite magmas were characterized, before degassing, by $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ ratios ≤ 0.3 , which are clearly lower than the typical values considered for both the upper mantle (1.5; Moreira et al. 1998) and the lower mantle (1.8; Allègre et al. 1986).

The genesis of carbonatite magmas is mainly the result of two major processes: very low degree of partial melting of a carbonated lithology and immiscibility from carbonated nephelinitic or phonolitic magmas upon ascent (e.g., Kjarsgaard and Hamilton 1988; Dalton and Wood 1993).

For Brava, immiscibility was recently invoked by Mourão et al. (2010), who demonstrated that extrusive carbonatites, some 2 Ma younger than those studied in this paper, result from a carbonatite–nephelinite immiscibility process. At present, we do not have data to accept or reject such a model as applicable to the older intrusive carbonatites studied here. However, it must be stressed that, if such a process seems able to decouple high field strength elements (e.g., U, Th, and K) from noble gases, it does not seem efficient for fractionating He from Ar. Indeed, these elements present solubilities in carbonatite melts comparable to those of silicate magmas (Burnard et al. 2010), while, as far we are aware, no experimental data exist enabling the assessment of a hypothetical K–U fractionation during silicate–carbonatite magmas immiscibility. Moreover, considering the very young age of the studied carbonatites (1.55 ± 0.01 Ma; Madeira et al. 2010) and the very low decay constants for the pertinent isotopic systems, a hypothetical $(\text{U} + \text{Th}) - \text{K}$ fractionation during immiscibility would not be reflected on $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ of carbonatites. Therefore, immiscibility cannot be considered responsible for the anomalously low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ preserved in the inclusions trapped in calcites from carbonatites.

Carbonatites can also be envisaged as the product of a very low degree of partial melting either of carbonated peridotites (e.g., Wyllie and Lee 1998; Foley et al. 2009) or of carbonated eclogites (e.g., Hammouda 2003; Dasgupta et al. 2005). If we admit that, during melting, an equilibrium distribution of He and Ar between the mantle source

and carbonatites is achieved, the fractionation between these two elements will be governed by the degree of partial melting and by the difference in the partition coefficients. Due to its very high wetting capacity (e.g., Hunter and McKenzie 1989), carbonatites can be extracted from the source even when the partial melting fraction is lower than 0.1% (Dasgupta et al. 2007). This extraction allows the anticipation of a significant fractionation between He and Ar during partial melting. However, experimental work on silicate magmas has demonstrated that the partition coefficient for mineral/melt pairs increases toward the heaviest noble gases (e.g., Broadhurst et al. 1992; Brooker et al. 2003; Heber et al. 2007), which would be reflected in magmas characterized by $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ higher than the source. So it can be concluded that, unless the partition coefficients for carbonatite melts are drastically different from those determined for silicate compositions, and the incompatibility degree is reversed (i.e., $D_{\text{He}} > D_{\text{Ar}}$), partial melting of a “typical” mantle source composition (see above) does not explain the very low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ (≤ 0.3) ratio of the studied carbonatites, before degassing.

The occurrence of kinetic He–Ar fractionation during the melting/extraction events has been demonstrated (Burnard 2004; Burnard et al. 2004). However, considering the relative mass difference, it would be expected that such fractionation would also generate magmas with $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ ratios higher than the source. This invalidates the applicability of such a hypothesis to the present case if we assume a “typical” mantle composition. An alternative would be to consider that diffusive fractionation during melting generates a mantle residue characterized by low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ (e.g., Burnard 2004; Yamamoto et al. 2009), which upon re-melting could generate carbonatite magmas. If such process can explain the low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ described for some peridotite xenoliths interpreted as refractory residues of melting (e.g., Yamamoto et al. 2009), it does not offer a plausible explanation for the present case considering both the highly fertile composition required for carbonatite sources. Moreover, carbonatite magmas are the first products of magma generation from mantle carbonated lithologies, resulting from a very low degree of partial melting (e.g., Gudfinnsson and Presnall 2005).

We now analyze the possibility that the low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ has resulted from the melting of a mantle domain that evolved under (U + Th)/K conditions significantly lower than those usually considered for upper and lower mantle.

Cape Verde carbonatites are isotopically distinct from their silicate counterparts. This is, for example, evident from lead and osmium signatures. Indeed, for both systems, carbonatites tend to be more radiogenic (i.e., higher $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$) than associated silicate rocks (Hoernle et al. 2002; Jørgensen and Holm 2002; Escrig

et al. 2005). This demonstrates that, if they are the direct product of plume melting, the Cape Verde plume is heterogeneous. For Cape Verde calcicocarbonatites, Hoernle et al. (2002) proposed an origin from ancient (≈ 1.6 Ga) recycled carbonated oceanic crust. Considering this time constraint and assuming a Th/U of 2.16 for the recycling slab after subduction processing (Porter and White 2009), a K/U ratio of some 110,000 is needed to achieve $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^* = 0.3$. Such a value is at least more than eight times higher than the various K/U estimates for the upper mantle and the Bulk Silicate Earth (BSE) (e.g., Jochum et al. 1983; Lassiter 2004; Arevalo et al. 2009). Considering a significantly more recent recycling process (e.g., Doucelance et al. 2010) would imply the need of an even higher K/U ratio.

Oceanic crust is known to become very significantly, but also variably, enriched in K and U during oceanic alteration (e.g., Staudigel et al. 1995; Kelley et al. 2003; Alt and Teagle 2003). However, from these studies, we learned that alteration processes usually induce a decrease in K/U ratio of the oceanic crust, which must also be true for carbonates, the main U carrier of the altered oceanic crust (Kelley et al. 2005). Moreover, during subduction, U–K fractionation occurs as altered oceanic crust dehydrates. Because K is more soluble than U in the migrating hydrous fluids stemming from slab dehydration processes, the deeply recycled dehydrated crust is characterized by extremely variable but low K/U ratios (down to $<1,000$; Becker et al. 2000; Lassiter 2004), which would evolve to relatively high $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ as referred for HIMU sources ($^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^* > 7$; Hanyu et al. 2011). Thus, even considering the significant amount of carbon surviving to subduction processing (e.g., Wallace 2005), recycling of crustal carbon does not offer an explanation for the low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ in the carbonatite source, a conclusion in agreement with the model proposed by Mata et al. (2010) for the origin of carbon in Cape Verde carbonatites.

Assuming that the BSE has a mean content of K between 250 and 285 ppm and the presumable ^{40}Ar residing in the atmosphere, continental crust and upper mantle, Allègre et al. (1996) proposed the existence of a lower mantle relatively undegassed in ^{40}Ar , which could account for the “missing Ar” (see also Xie and Tackley 2004). However, owing to volatility during accretion, the K content of the BSE is difficult to constrain and this subject has been disputed ever since. Lassiter (2004) proposed a BSE K content of ≈ 150 – 195 ppm which, leading to an estimate of ^{40}Ar residing in the atmosphere and continental crust of about 60–90% of the amount produced since 4.55 Ga, severely limits, or even completely eliminates, the need for a hidden Ar-rich reservoir (see also Davies 1999). However, more recently, Arevalo et al. (2009) readdressed the question and presented a significantly higher estimate

of the K content in the BSE (280 ± 120 ppm), thus reopening the debate about the need of such ^{40}Ar -enriched reservoir.

Following Allègre et al. (1996), such reservoir relatively undegassed in ^{40}Ar would be located in the lower mantle. The existence of such a reservoir deeply retaining a significant amount of Ar seems plausible if we take into account the possibility that Ar can be compatible with the major mantle mineral phases at high pressure (Chamorro-Perez et al. 1998; Watson et al. 2007; Bouhifd et al. 2008), the very low diffusivity of Ar in solids at high pressures (Watson et al. 2007) and, even the probability that high density Ar solids exist in the lower mantle (Jephcoat 1998). On the other hand, the occurrence at Baffin Island and West Greenland of the lowest terrestrial mantle $^4\text{He}/^3\text{He}$ signatures exhibiting primitive lead isotope ratios (Stuart et al. 2003) is consistent with the possibility of a long-term survival, in the deep mantle, of domains without significant convection-induced stirring/mixing (Jackson et al. 2010).

The existence of a mantle reservoir characterized by $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ as low as ≈ 0.3 implies that it evolved under a very high time-integrated K/U ratio which, even considering a time of isolation of ≈ 4.5 Ga, might be higher than 100,000. It has been proposed that at the base of the Earth's mantle exists a voluminous reservoir (D'' layer) that was isolated very early (>3.9 Ga) in the history of the Earth. Tolstikhin and Hofmann (2005) and Tolstikhin et al. (2006) considered that it resulted from the accumulation of basaltic proto-crust together with a chondritic-like regolith containing implanted solar wind gases, while for Labrosse et al. (2007), it originated from a layer of dense magma ocean (see also Lee et al. 2010). Whatever of these origins is considered, the D'' layer should be characterized by significant amounts of noble gases, carbon, and radioactive heat-generating elements like ^{40}K and, interestingly, by very low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ (Tolstikhin and Hofmann 2005). These could offer an explanation for the “missing ^{40}Ar ” and for the primary low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ signature of the Brava carbonatites. However, we emphasize that, taking into account the K/U ratio of magmas erupted at the Earth's surface (e.g., Arevalo et al. 2009), the low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ reservoir sampled by the Cape Verde carbonatites is not commonly sampled. Moreover, low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ ratios have not been described as a characteristic of magmas with the lowest $^4\text{He}/^3\text{He}$ (highest R/R_a) (e.g., Loihi: Hanyu et al. 2005; Matsumoto et al. 2008; Iceland: Harrison et al. 1999; Füre et al. 2010).

Source implications: a lower mantle origin for the Cape Verde mantle plume

At least since a study by Crough (1978), Cape Verde has been considered a hotspot. Its coincidence with significant depth, geoid, and heat flow anomalies, similar to those

described elsewhere, are considered to be the indications of the role of a mantle plume (e.g., Courtney and White 1986; Sleep 1990; Lodge and Helffrich 2006; Pim et al. 2008). The genesis of Cape Verde from a deeply anchored mantle plume seems to be supported by seismic tomography studies imaging a low S-wave velocity domain extending down to 2,800 km (Montelli et al. 2006; see also Zhao 2007 and Forte et al. 2010). However, a recent analysis of P-to-S receiver functions showed that the time separation between the 410 and 660 km discontinuities is not modified beneath Cape Verde, which argues against that hypothesis (Helffrich et al. 2010). Noble gases have been considered an important tool in identifying the involvement of deep-seated reservoirs in magmatism, and, as such, they can be considered a valuable contributor to this discussion (see “Introduction”).

The most primitive He isotopic signatures obtained on Earth are from Baffin Island picritic basalts (R/R_a up to 49.5; Stuart et al. 2003), which are also characterized by lead and neodymium isotopic ratios compatible with a primitive non-chondritic reservoir or with an early-formed (≈ 4.5 Ga) mantle reservoir (Jackson et al. 2010; Caro and Bourdon 2010). As emphasized by Jackson et al. (2010), the other magmatic provinces presenting highly He-unradiogenic signatures ($R/R_a > 30$) do not present primitive lead and neodymium isotopic ratios, suggesting the possibility of several types of He-unradiogenic reservoirs.

On the other hand, experimental work (e.g., Brooker et al. 2003; Parman et al. 2005) demonstrated that noble gases are probably less incompatible than their radioactive parents, with the consequent generation of mantle residues with low $(\text{U} + \text{Th})/(^3\text{He}, ^{22}\text{Ne})$ (cf. Heber et al. 2007 for somewhat different partition coefficients). The consideration of those experimental data (Class and Goldstein 2005) and the modelling of the secular evolution of mantle (Porcelli and Elliott 2008) also agree with the existence of reservoirs characterized by low $^4\text{He}/^3\text{He}$ ratios, whose preservation for periods which can be significantly longer than 1 Ga, points for the deepest levels of the mantle as residence site(s). Also, as referred above, models have been developed (Tolstikhin et al. 2006; Labrosse et al. 2007; Lee et al. 2010) considering the isolation, since the primordial stages of the Earth's evolution, of deep-seated mantle domains that would be a repository of materials characterized by high ^3He content and, according Tolstikhin and Hofmann (2005), by very low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$. Moreover, the fact that, for oceanic basalts, the inferred mantle temperatures are negatively correlated with $^4\text{He}/^3\text{He}$ is indicative that magmas presenting relatively unradiogenic signatures are hotter (Putirka 2008), thus endorsing the above referred hypotheses that they stem from reservoirs probably located at the core-mantle boundary.

From this perspective, we consider the results obtained for the Brava carbonatites ($^4\text{He}/^3\text{He}$ down to 61,223; R/R_a up to 11.80) and silicate rocks ($^4\text{He}/^3\text{He}$ down to 56,240; R/R_a up to 12.85) as well as those previously obtained for silicate rocks ($^4\text{He}/^3\text{He}$ down to 46,000; R/R_a up to 15.7; Doucelance et al. 2003, Christensen et al. 2001) and for carbonatites ($^4\text{He}/^3\text{He}$ down to 46,600; R/R_a up to 15.5; Mata et al. 2010) from Cape Verde as strong evidence for a contribution of a lower mantle reservoir.

Interestingly, the breakdown of magnesite II, forming MgO and releasing CO_2 , at the base of the mantle (Isshiki et al. 2004), was recently considered as the triggering mechanism of the thermochemical plumes (Collerson et al. 2010) indirectly supporting models invoking a very deep origin for carbon lately involved on the carbonatite genesis (e.g., Ernst and Bell 2010; Mata et al. 2010).

Regional implications

Several studies based on elemental and isotopic geochemistry have been carried out in silicate volcanics from the Cape Verde Islands (Gerlach et al. 1988; Davies et al. 1989; Doucelance et al. 2003; Millet et al. 2008; Holm et al. 2006; Barker et al. 2009, 2010; Martins et al. 2010). The results of all these studies contributed to the confirmation of the existence of a significant mantle heterogeneity at the scale of the archipelago justifying the categorization of two distinct geochemical groups of islands (Northern vs. Southern), as initially proposed by Gerlach et al. (1988). Whereas the signature of the Northern Islands reflects mixing between recycled oceanic crust (HIMU-like component) and lower mantle, to which a proportion of entrained local upper mantle material is added, the Southern Islands require the addition of an enriched component thought to be subcontinental lithospheric material (e.g., Gerlach et al. 1988; Davies et al. 1989; Escrig et al. 2005; Bonadiman et al. 2005; Doucelance et al. 2010; Martins et al. 2010).

So far, only a few studies on noble gas isotopes of Cape Verde islands have been performed. Christensen et al. (2001) reported He and Ar isotope analyses for Santo Antão and Fogo islands, for which they obtained R/R_a values up to 13.8 and 12.1, respectively. Two years later, Doucelance et al. (2003) presented a large dataset of helium analyses for five islands, including two from the Southern group and three from the Northern group. For Fogo, they performed thirteen analyses, but all the R/R_a values were lower than 9. They concluded that the helium isotopic results for Cape Verde silicate rocks define two geographical groups with Fogo ($R/R_a = 7.9\text{--}8.4$) and Santiago ($R/R_a = 7.66\text{--}8.31$) in the Southern Islands having more radiogenic signatures than the Northern Island (R/R_a up to 15.73). These authors ascribed the

more radiogenic character of the Southern Islands to a dilution of the plume signatures by its interaction with a subcontinental lithospheric domain residing in the upper mantle.

Our data for Brava (silicate rocks: R/R_a up to 12.85; carbonatites: R/R_a up to 11.80) do not match the established dichotomy, allowing us to suggest that the plume–subcontinental lithosphere interaction was less significant in Brava (and Fogo? see Christensen et al. 2001) than is usually assumed for the Southern Islands.

Concluding remarks

The analyzed mineral separates from Brava Island silicate and carbonatite rocks show the effects of secondary processes such as in situ matrix ^4He production, equilibrium degassing, and contamination by seawater. However, the careful analysis of the obtained data allowed the recognition of some of their primary characteristics. Both silicate rocks and carbonatites are characterized by relatively low $^4\text{He}/^3\text{He}$ ratios (R/R_a up to 12.85 and 11.80, respectively) indicating the contribution of a long-term isolated reservoir characterized by low time-integrated $(\text{U}+\text{Th})/^3\text{He}$, which is assigned to the lower mantle. The carbonatites source is also characterized by very low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ (≤ 0.3) pointing to an evolution under very high time-integrated K/U ratios, which are not usually sampled by magmatic activity, and is not compatible with a recycling origin. The possible link between the carbonatite source and the “missing Ar” reservoir was also discussed. The usually referred geochemical dichotomy between Northern and Southern Cape Verde islands is not apparent from Brava Island (Southern Cape Verde), which present $^4\text{He}/^3\text{He}$ signatures similar to those reported for the Northern islands of the archipelago.

Acknowledgments This work was supported by FCT/FEDER through project PLINT (POCTI/CTA/45802/2002) and by a PhD scholarship from FCT (SFRH/BD/39493/2007) co-financed by FEDER for C. Mourão. Fundação Calouste Gulbenkian is acknowledged for supporting travel and stay expenses allowing the use of the analytical facilities from Institut de Physique du Globe de Paris, by C. Mourão. Insightful discussions with S. Martins, R. Doucelance, L. C. Silva, A. Brum da Silveira, and R. Ramalho significantly contributed to our knowledge of the Cape Verde geochemistry/geology. M. Pujol is acknowledged by her advice on the discussion of atmospheric-like signatures. Constructive comments and suggestions by the reviewers (M. Jackson and D.R. Hilton) and the Editor (T. Grove) have greatly improved the manuscript.

References

- Allègre CJ, Moreira M (2004) Rare gas systematics and the origin of oceanic islands: the key role of entrainment at the 670 km boundary layer. *Earth Planet Sci Lett* 228:85–92

- Allègre J-C, Staudacher T, Sarda P (1986) Rare gas systematics: formation of the atmosphere, evolution and structure of the earth's mantle. *Earth Planet Sci Lett* 81:127–150
- Allègre CJ, Moreira M, Staudacher T (1995) $^4\text{He}/^3\text{He}$ dispersion and mantle convection. *Geophys Res Lett* 22:2325–2328
- Allègre CJ, Hofmann A, O'Nions K (1996) The argon constraints on mantle structure. *Geophys Res Lett* 23:3555–3557
- Alt JC, Teagle DAH (2003) Hydrothermal alteration of upper oceanic crust formed at a fast-spreading ridge: mineral, chemical, and isotopic evidence from ODP Site 801. *Chem Geol* 201:191–211
- Arevalo R, McDonough WF, Luong M (2009) The K/U ratio of the silicate earth: insights into mantle composition, structure and thermal evolution. *Earth Planet Sci Lett* 278:361–369
- Ballentine CJ, Barfod DN (2000) The origin of air-like noble gases in MORB and OIB. *Earth Planet Sci Lett* 180:39–48
- Ballentine CJ, Holland G (2008) What CO_2 well gases tell us about the origin of noble gases in the mantle and their relationship to the atmosphere. *Phil Trans R Soc A* 366:4183–4203
- Barker AK, Holm PM, Peate DW, Baker JA (2009) Geochemical stratigraphy of submarine Lavas (3–5 Ma) from the Flamengos Valley, Santiago, Southern Cape Verde Islands. *J Petrol* 50:169–193
- Barker A, Holm P, Peate D, Baker J (2010) A 5 million year record of compositional variations in mantle sources to magmatism on Santiago, southern Cape Verde archipelago. *Contrib Mineral Petrol* 160:133–154
- Becker H, Jochum KP, Carlson RW (2000) Trace element fractionation during dehydration of eclogites from high-pressure terranes and the implications for element fluxes in subduction zones. *Chem Geol* 163:65–99
- Bonadiman C, Beccaluva L, Coltorti M, Siena F (2005) Kimberlite-like metasomatism and 'Garnet signature' in spinel-peridotite xenoliths from Sal, Cape Verde Archipelago: relics of a subcontinental mantle domain within the Atlantic Oceanic Lithosphere? *J Petrol* 46:2465–2493
- Bouhifd MA, Jephcoat AP, Kelley SP (2008) Argon solubility drop in silicate melts at high pressures: a review of recent experiments. *Chem Geol* 256:252–258
- Broadhurst CL, Drake MJ, Hagee BE, Bernatowicz TJ (1992) Solubility and partitioning of Ne, Ar, Kr and Xe in minerals and synthetic basaltic melts. *Geochim Cosmochim Acta* 56:709–723
- Brooker RA, Du Z, Blundy JD, Kelley SP, Allan NL, Wood BJ, Chamorro EM, Wartho JA, Purton JA (2003) The "zero charge" partitioning behaviour of noble gases during mantle melting. *Nature* 423:738–741
- Burnard P (2001) Correction for volatile fractionation in ascending magmas: noble gas abundances in primary mantle melts. *Geochim Cosmochim Acta* 65:2605–2614
- Burnard P (2004) Diffusive fractionation of noble gases and helium isotopes during mantle melting. *Earth Planet Sci Lett* 220:287–295
- Burnard P, Harrison D, Turner G, Nesbitt R (2003) Degassing and contamination of noble gases in Mid-Atlantic Ridge basalts. *Geochem Geophys Geosyst* 4:1002. doi:10.1029/2002GC000326
- Burnard P, Graham D, Farley K (2004) Fractionation of noble gases (He, Ar) during MORB mantle melting: a case study on the Southeast Indian Ridge. *Earth Planet Sci Lett* 227:457–472
- Burnard P, Toplis MJ, Medynski S (2010) Low solubility of He and Ar in carbonatitic liquids: implications for decoupling noble gas and lithophile isotope systems. *Geochim Cosmochim Acta* 74:1672–1683
- Caro G, Bourdon B (2010) Non-chondritic Sm/Nd ratio in the terrestrial planets: consequences for the geochemical evolution of the mantle-crust system. *Geochim Cosmochim Acta* 74:3333–3349
- Chamorro-Perez E, Gillet P, Jambon A, Badro J, McMillan P (1998) Low argon solubility in silicate melts at high pressure. *Nature* 393:352–355
- Christensen BP, Holm PM, Jambon A, Wilson JR (2001) Helium, argon and lead isotopic composition of volcanics from Santo Antão and Fogo, Cape Verde Islands. *Chem Geol* 178:127–142
- Clarke WB, Jenkins WJ, Top Z (1976) Determination of tritium by mass spectrometric measurement of ^3He . *Int J Appl Radiat Isot* 27:515–522
- Class C, Goldstein SL (2005) Evolution of helium isotopes in the earth's mantle. *Nature* 436:1107–1112
- Collerson KD, Williams Q, Ewart AE, Murphy DT (2010) Origin of HIMU and EM-1 domains sampled by ocean island basalts, kimberlites and carbonatites: the role of CO_2 -fluxed lower mantle melting in thermochemical upwellings. *Phys Earth Planet Inter* 181:112–131
- Courtney RC, White RS (1986) Anomalous heat flow and geoid across the Cape Verde Rise: evidence for dynamic support from a thermal plume in the mantle. *Geophys J R Astron Soc* 87:815–867
- Crough ST (1978) Thermal origin of mid-plate hot-spot swells. *Geophys J R Astron Soc* 55:451–469
- Dalton JA, Wood BJ (1993) The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wallrock reaction in the mantle. *Earth Planet Sci Lett* 119:511–525
- Dasgupta R, Hirschmann MM, Dellas N (2005) The effect of bulk composition on the solidus of carbonated eclogite from partial melting experiments at 3 GPa. *Contrib Mineral Petrol* 149:288–305
- Dasgupta R, Hirschmann MM, Smith ND (2007) Partial melting experiments of peridotite + CO_2 at 3 GPa and genesis of alkaline Ocean Island Basalts. *J Petrol* 48:2093–2124
- Davies GF (1999) Geophysically constrained mantle mass flows and the ^{40}Ar budget: a degassed lower mantle? *Earth Planet Sci Lett* 166:149–162
- Davies GR, Cliff RA, Norry MJ, Gerlach DC (1989) A combined chemical and Pb-Sr-Nd isotope study of the Azores and Cape Verde hot-spots: the geodynamic implications. *Geol Soc Spec Publ* 42:231–255
- Doucance R, Escrig S, Moreira M, Gariépy C, Kurz MD (2003) Pb-Sr-He isotope and trace element geochemistry of the Cape Verde Archipelago. *Geochim Cosmochim Acta* 67:3717–3733
- Doucance R, Hammouda T, Moreira M, Martins JC (2010) Geochemical constraints on depth of origin of oceanic carbonatites: the Cape Verde case. *Geochim Cosmochim Acta* 74:7261–7282
- Ernst R, Bell K (2010) Large igneous provinces (LIPs) and carbonatites. *Miner Petrol* 98:55–76
- Escrig S, Doucance R, Moreira M, Allègre CJ (2005) Os isotope systematics in Fogo Island: evidence for lower continental crust fragments under the Cape Verde Southern Islands. *Chem Geol* 219:93–113
- Farley KA, Neroda E (1998) Noble gases in the earth's mantle. *Annu Rev Earth Planet Sci* 26:189–218
- Foley SF, Yaxley GM, Rosenthal A, Buhre S, Kiseeva ES, Rapp RP, Jacob DE (2009) The composition of near-solidus melts of peridotite in the presence of CO_2 and H_2O between 40 and 60 kbar. *Lithos* 112:274–283
- Forte AM, Quéré S, Moucha R, Simmons NA, Grand SP, Mitrovica JX, Rowley DB (2010) Joint seismic-geodynamic-mineral physical modelling of African geodynamics: a reconciliation of deep-mantle convection with surface geophysical constraints. *Earth Planet Sci Lett* 295:329–341
- Füri E, Hilton DR, Halldórsson SA, Barry PH, Hahm D, Fischer TP, Grönvold K (2010) Apparent decoupling of the He and Ne isotope systematics of the Icelandic mantle: the role of He

- depletion, melt mixing, degassing fractionation and air interaction. *Geochim Cosmochim Acta* 74:3307–3332
- Gerlach DC, Cliff RA, Davies GR, Norry M, Hodgson N (1988) Magma sources of the Cape Verdes archipelago: isotopic and trace element constraints. *Geochim Cosmochim Acta* 52:2979–2992
- Gonnermann HM, Mukhopadhyay S (2007) Non-equilibrium degassing and a primordial source for helium in ocean-island volcanism. *Nature* 449:1037–1040
- Gudfinnsson GH, Presnall DC (2005) Continuous gradations among primary carbonatitic, kimberlitic, melilititic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3–8 GPa. *J Petrol* 46:1645–1659
- Hammouda T (2003) High-pressure melting of carbonated eclogite and experimental constraints on carbon recycling and storage in the mantle. *Earth Planet Sci Lett* 214:357–368
- Hanyu T, Clague DA, Kaneoka I, Dunai TJ, Davies GR (2005) Noble gas systematics of submarine alkalic lavas near the Hawaiian hotspot. *Chem Geol* 214:135–155
- Hanyu T, Tatsumi Y, Kimura J-I (2011) Constraints on the origin of the HIMU reservoir from He-Ne-Ar isotope systematics. *Earth Planet Sci Lett* 307:377–386
- Harrison D, Burnard P, Turner G (1999) Noble gas behaviour and composition in the mantle: constraints from the Iceland Plume. *Earth Planet Sci Lett* 171:199–207
- Heber VS, Brooker RA, Kelley SP, Wood BJ (2007) Crystal-melt partitioning of noble gases (helium, neon, argon, krypton, and xenon) for olivine and clinopyroxene. *Geochim Cosmochim Acta* 71:1041–1061
- Helfrich G, Faria B, Fonseca JFBD, Lodge A, Kaneshima S (2010) Transition zone structure under a stationary hot spot: Cape Verde. *Earth Planet Sci Lett* 289:156–161
- Hilton DR, Hammerschmidt K, Teufel S, Friedrichsen H (1993) Helium isotope characteristics of Andean geothermal fluids and lavas. *Earth Planet Sci Lett* 120:265–282
- Hilton DR, Barling J, Wheller GE (1995) Effect of shallow-level contamination on the helium isotope systematics of ocean-island lavas. *Nature* 373:330–333
- Hilton DR, Fischer TP, Marty B (2002) Noble gases and volatile recycling at subduction zones. *Rev Mineral Geochem* 47:319–370
- Hoernle K, Tilton G, Le Bas M, Duggen S, Garbe-Schönberg D (2002) Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate. *Contrib Mineral Petrol* 142:520–542
- Hofmann AW (2003) Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. In: Heinrich DH, Karl KT (eds) *Treatise on geochemistry*. Pergamon, Oxford, pp 61–101
- Holland G, Ballentine CJ (2006) Seawater subduction controls the heavy noble gas composition of the mantle. *Geochim Cosmochim Acta* 70:A259
- Holm PM, Wilson JR, Christensen BP, Hansen L, Hansen SL, Hein KM, Mortensen AK, Pedersen R, Plesner S, Runge MK (2006) Sampling the Cape Verde mantle plume: evolution of melt compositions on Santo Antão, Cape Verde Islands. *J Petrol* 47:145–189
- Hunter RH, McKenzie D (1989) The equilibrium geometry of carbonate melts in rocks of mantle composition. *Earth Planet Sci Lett* 92:347–356
- Isshiki M, Irifune T, Hirose K, Ono S, Ohishi Y, Watanuki T, Nishibori E, Takata M, Sakata M (2004) Stability of magnesite and its high-pressure form in the lowermost mantle. *Nature* 427:60–63
- Jackson MG, Kurz MD, Hart SR (2009) Helium and neon isotopes in phenocrysts from Samoan lavas: evidence for heterogeneity in the terrestrial high $^3\text{He}/^4\text{He}$ mantle. *Earth Planet Sci Lett* 287:519–528
- Jackson MG, Carlson RW, Kurz MD, Kempton PD, Francis D, Blusztajn J (2010) Evidence for the survival of the oldest terrestrial mantle reservoir. *Nature* 466:853–856
- Jambon A, Weber H, Braun O (1986) Solubility of He, Ne, Ar, Kr and Xe in a basalt melt in the range 1250–1600°C. Geochemical implications. *Geochim Cosmochim Acta* 50:401–408
- Jephcoat AP (1998) Rare-gas solids in the earth's deep interior. *Nature* 393:355–358
- Jochum KP, Hofmann AW, Ito E, Seufert HM, White WM (1983) K, U and Th in mid-ocean ridge basalt glasses and heat production, K/U and K/Rb in the mantle. *Nature* 306:431–436
- Jørgensen JØ, Holm PM (2002) Temporal variation and carbonatite contamination in primitive ocean island volcanics from São Vicente, Cape Verde Islands. *Chem Geol* 192:249–267
- Kelley KA, Plank T, Ludden J, Staudigel H (2003) Composition of altered oceanic crust at ODP Sites 801 and 1149. *Geochem Geophys Geosyst* 4:8910. doi:[10.1029/2002GC000435](https://doi.org/10.1029/2002GC000435)
- Kelley KA, Plank T, Farr L, Ludden J, Staudigel H (2005) Subduction cycling of U, Th, and Pb. *Earth Planet Sci Lett* 234:369–383
- Kjarsgaard BA, Hamilton DL (1988) Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites. *Mineral Mag* 52:43–55
- Kurz MD (1986) Cosmogenic helium in a terrestrial igneous rock. *Nature* 320:435–439
- Kurz MD, Jenkins WJ, Schilling JG, Hart SR (1982) Helium isotopic variations in the mantle beneath the central North Atlantic Ocean. *Earth Planet Sci Lett* 58:1–14
- Labrosse S, Hernlund JW, Coltice N (2007) A crystallizing dense magma ocean at the base of the earth's mantle. *Nature* 450:866–869
- Lassiter JC (2004) Role of recycled oceanic crust in the potassium and argon budget of the earth: toward a resolution of the “missing argon” problem. *Geochem Geophys Geosyst* 5:Q11012. doi:[10.1029/2004GC000711](https://doi.org/10.1029/2004GC000711)
- Lee J-Y, Marti K, Severinghaus JP, Kawamura K, Yoo H-S, Lee JB, Kim JS (2006) A redetermination of the isotopic abundances of atmospheric Ar. *Geochim Cosmochim Acta* 70:4507–4512
- Lee C-TA, Luffi P, Hoink T, Li J, Dasgupta R, Hernlund J (2010) Upside-down differentiation and generation of a “primordial” lower mantle. *Nature* 463:930–933
- Lodge A, Helfrich G (2006) Depleted swell root beneath the Cape Verde Islands. *Geology* 34:449–452
- Madeira J, Mata J, Mourão C, Brum da Silveira A, Martins S, Ramalho R, Hoffmann DL (2010) Volcano-stratigraphic and structural evolution of Brava Island (Cape Verde) based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Th and field constraints. *J Volcanol Geotherm Res* 196:219–235
- Martins S, Mata J, Munhá J, Mendes M, Maerschalk C, Caldeira R, Mattielli N (2010) Chemical and mineralogical evidence of the occurrence of mantle metasomatism by carbonate-rich melts in an oceanic environment (Santiago Island, Cape Verde). *Miner Petrol* 99:43–65
- Marty B, Zimmermann L (1999) Volatiles (He, C, N, Ar) in mid-ocean ridge basalts: assessment of shallow-level fractionation and characterization of source composition. *Geochim Cosmochim Acta* 63:3619–3633
- Mata J, Moreira M, Doucelance R, Ader M, Silva LC (2010) Noble gas and carbon isotopic signatures of Cape Verde oceanic carbonatites: implications for carbon provenance. *Earth Planet Sci Lett* 291:70–83
- Matsuda J-I, Marty B (1995) The $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ ratio of the undepleted mantle: A reevaluation. *Geophys Res Lett* 22:1937–1940
- Matsumoto T, Chen Y, Matsuda J-I (2001) Concomitant occurrence of primordial and recycled noble gases in the earth's mantle. *Earth Planet Sci Lett* 185:35–47
- Matsumoto T, Orihashi Y, Matsuda J-I, Yamamoto K (2008) Argon isotope ratio of the plume-source deduced from high-resolution stepwise crushing extraction. *Geochem J* 42:39–49
- Millet M-A, Doucelance R, Schiano P, David K, Bosq C (2008) Mantle plume heterogeneity versus shallow-level interactions: a case study, the São Nicolau Island, Cape Verde archipelago. *J Volcanol Geotherm Res* 176:265–276

- Mohapatra RK, Honda M (2006) “Recycled” volatiles in mantle-derived diamonds—evidence from nitrogen and noble gas isotopic data. *Earth Planet Sci Lett* 252:215–219
- Monnereau M, Cazenave A (1990) Depth and geoid anomalies over oceanic hotspot swells: a global survey. *J Geophys Res* 95:15429–15438
- Montelli R, Nolet G, Dahlen FA, Masters G (2006) A catalogue of deep mantle plumes: new results from finite-frequency tomography. *Geochim Geophys Geosyst* 7:Q11007. doi:[11010.11029/12006GC001248](https://doi.org/10.11029/12006GC001248)
- Moreira M, Allègre CJ (1998) Helium-neon systematics and the structure of the mantle. *Chem Geol* 147:53–59
- Moreira M, Madureira P (2005) Cosmogenic helium and neon in 11 Myr old ultramafic xenoliths: consequences for mantle signatures in old samples. *Geochim Geophys Geosyst* 6:Q08006. doi:[08010.01029/2005GC000939](https://doi.org/10.1029/2005GC000939)
- Moreira M, Raquin A (2007) The origin of rare gases on earth: the noble gas “subduction barrier” revisited. *C R Geosci* 339:937–945
- Moreira M, Sarda P (2000) Noble gas constraints on degassing processes. *Earth Planet Sci Lett* 176:375–386
- Moreira M, Kunz J, Allègre C (1998) Rare gas systematics in popping rock: isotopic and elemental compositions in the upper mantle. *Science* 279:1178–1181
- Moreira M, Breddam K, Curtice J, Kurz MD (2001) Solar neon in the Icelandic mantle: new evidence for an undegassed lower mantle. *Earth Planet Sci Lett* 185:15–23
- Mourão C, Mata J, Doucelance R, Madeira J, ABd Silveira, Silva LC, Moreira M (2010) Quaternary extrusive calciocarbonatite volcanism on Brava Island (Cape Verde): a nephelinite-carbonatite immiscibility product. *J Afr Earth Sci* 56:59–74
- Nuccio PM, Paonita A, Rizzo A, Rosciglione A (2008) Elemental and isotope covariation of noble gases in mineral phases from Etnean volcanics erupted during 2001–2005, and genetic relation with peripheral gas discharges. *Earth Planet Sci Lett* 272:683–690
- Ozima M, Podosek FA (2002) Noble gas geochemistry, 2nd edn. Cambridge University Press, Cambridge
- Parman SW, Kurz MD, Hart SR, Grove TL (2005) Helium solubility in olivine and implications for high $^3\text{He}/^4\text{He}$ in ocean island basalts. *Nature* 437:1140–1143
- Patterson DB, Honda M, McDougall I (1990) Atmospheric contamination: a possible source for heavy noble gases in basalts from Loihi seamount, Hawaii. *Geophys Res Lett* 17:705–708
- Patterson BD, Honda M, McDougall I (1994) Atmospheric, MORB-like, and crustal-derived noble gas components in subduction-related samples. In: Matsuda J-I (ed) Noble gas geochemistry and cosmochemistry. Terra Scientific Publishing Company (TERRAPUB), Tokyo, pp 147–158
- Pim J, Peirce C, Watts AB, Grevemeyer I, Krabbenhoef A (2008) Crustal structure and origin of the Cape Verde Rise. *Earth Planet Sci Lett* 272:422–428
- Porcelli D, Elliott T (2008) The evolution of He isotopes in the convecting mantle and the preservation of high $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios. *Earth Planet Sci Lett* 269:175–185
- Porter KA, White WM (2009) Deep mantle subduction flux. *Geochim Geophys Geosyst* 10:Q12016. doi:[12010.11029/2009GC002656](https://doi.org/10.1029/2009GC002656)
- Proussevitch A, Sahagian D (2005) Bubbledrive-1: a numerical model of volcanic eruption mechanisms driven by disequilibrium magma degassing. *J Volcanol Geotherm Res* 143:89–111
- Putirka K (2008) Excess temperatures at ocean islands: Implications for mantle layering and convection. *Geology* 36:283–286
- Raquin A, Moreira M (2009) Atmospheric $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ in the mantle: implications for the nature of the terrestrial parent bodies. *Earth Planet Sci Lett* 287:551–558
- Ruzié L, Moreira M (2010) Magma degassing process during Plinian eruptions. *J Volcanol Geotherm Res* 192:142–150
- Sarda P (2004) Surface noble gas recycling to the terrestrial mantle. *Earth Planet Sci Lett* 228:49–63
- Sarda P, Graham D (1990) Mid-ocean ridge popping rocks: implications for degassing at ridge crests. *Earth Planet Sci Lett* 97:268–289
- Scarsi P (2000) Fractional extraction of helium by crushing of olivine and clinopyroxene phenocrysts: effects on the $^3\text{He}/^4\text{He}$ measured ratio. *Geochim Cosmochim Acta* 64:3751–3762
- Shibata T, Takahashi E, Matsuda J-i (1998) Solubility of neon, argon, krypton, and xenon in binary and ternary silicate systems: a new view on noble gas solubility. *Geochim Cosmochim Acta* 62:1241–1253
- Sleep NH (1990) Hotspots and mantle plumes: Some phenomenology. *J Geophys Res* 95:6715–6736
- Staudacher T, Allègre CJ (1988) Recycling of oceanic crust and sediments: the noble gas subduction barrier. *Earth Planet Sci Lett* 89:173–183
- Staudigel H, Davies GR, Hart SR, Marchant KM, Smith BM (1995) Large scale isotopic Sr, Nd and O isotopic anatomy of altered oceanic crust: DSDP/ODP sites 417/418. *Earth Planet Sci Lett* 130:169–185
- Stuart FM, Lass-Evans S, Godfrey Fitton J, Ellam RM (2003) High $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in picritic basalts from Baffin Island and the role of a mixed reservoir in mantle plumes. *Nature* 424:57–59
- Tolstikhin I, Hofmann AW (2005) Early crust on top of the earth’s core. *Phys Earth Planet Inter* 148:109–130
- Tolstikhin IN, Kramers JD, Hofmann AW (2006) A chemical earth model with whole mantle convection: The importance of a core-mantle boundary layer (D'') and its early formation. *Chem Geol* 226:79–99
- Trieloff M, Kunz J (2005) Isotope systematics of noble gases in the Earth’s mantle: possible sources of primordial isotopes and implications for mantle structure. *Phys Earth Planet Inter* 148:13–38
- Trull TW, Kurz MD (1999) Isotopic fractionation accompanying helium diffusion in basaltic glass. *J Mol Struct* 485–486:555–567
- van Soest MC, Hilton DR, Macpherson CG, Matthey DP (2002) Resolving sediment subduction and crustal contamination in the Lesser Antilles Island arc: a combined He-O-Sr isotope approach. *J Petrol* 43:143–170
- Wallace PJ (2005) Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *J Volcanol Geotherm Res* 140:217–240
- Watson EB, Thomas JB, Cherniak DJ (2007) ^{40}Ar retention in the terrestrial planets. *Nature* 449:299–304
- Woolley AR, Kempe DRC (1989) Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. In: Bell K (ed) Carbonatites Genesis Evolution. Unwin Hyman, London, pp 1–14
- Wyllie PJ, Lee W-J (1998) Model system controls on conditions for formation of magnesiocarbonatite and calciocarbonatite magmas from the mantle. *J Petrol* 39:1885–1893
- Xie S, Tackley PJ (2004) Evolution of helium and argon isotopes in a convecting mantle. *Phys Earth Planet Inter* 146:417–439
- Yamamoto J, Nishimura K, Sugimoto T, Takemura K, Takahata N, Sano Y (2009) Diffusive fractionation of noble gases in mantle with magma channels: origin of low He/Ar in mantle-derived rocks. *Earth Planet Sci Lett* 280:167–174
- Yokochi R, Marty B (2004) A determination of the neon isotopic composition of the deep mantle. *Earth Planet Sci Lett* 225:77–88
- Yokochi R, Marty B, Pik R, Burnard P (2005) High $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios in peridotite xenoliths from SW Japan revisited: evidence for cosmogenic ^3He released by vacuum crushing. *Geochim Geophys Geosyst* 6:Q01004. doi:[01010.01029/2004GC000836](https://doi.org/10.1029/2004GC000836)
- Zhao D (2007) Seismic images under 60 hotspots: search for mantle plumes. *Gondwana Res* 12:335–355

Chemical Geology

2012



Geochemical temporal evolution of Brava Island magmatism: Constraints on the variability of Cape Verde mantle sources and on carbonatite–silicate magma link

Cyntia Mourão ^{a,b,*}, João Mata ^{a,b}, Régis Doucelance ^{c,d,e}, José Madeira ^{a,f,g},
Marc-Alban Millet ^{h,i}, Manuel Moreira ^j

^a Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Departamento de Geologia (GeoFCUL), Campo Grande, C6, 1749-016 Lisboa, Portugal

^b Centro de Geologia da Universidade de Lisboa (CeGUL), Campo Grande, C6, 1749-016 Lisboa, Portugal

^c Clermont Université, Université Blaise Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, BP 10448, F-63000 Clermont-Ferrand, France

^d CNRS, UMR 6524, LMV, F-63038 Clermont-Ferrand, France

^e IRD, R 163, LMV, F-63038 Clermont-Ferrand, France

^f LATTEX — Laboratório de Tectonofísica e Tectónica Experimental, 1749-016 Lisboa, Portugal

^g IDL — Instituto D. Luís, 1250-102 Lisboa, Portugal

^h Origins Laboratory, Department of the Geophysical Sciences, University of Chicago, 5734 South Ellis Avenue, Chicago, IL 60637, USA

ⁱ Enrico Fermi Institute, 5734 South Ellis Avenue, Chicago, IL 60637, USA

^j Laboratoire de Géochimie et Cosmochimie (UMR 7579 CNRS), Institut de Physique du Globe de Paris, Université Paris 7, 4 place Jussieu, 75252 Paris cedex, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 8 June 2011

Received in revised form 14 August 2012

Accepted 23 September 2012

Available online 29 September 2012

Editor: L. Reisberg

Keywords:

Cape Verde archipelago

Alkaline magmas

Carbonatites

Recycled components

Mantle plume

Sr–Nd–Pb isotopes

ABSTRACT

Elemental and isotopic (Sr, Nd and Pb) analyses of silicate and carbonatite rocks from Brava, the southernmost island of the Cape Verde archipelago, are reported here to assess the nature, origin and location of the main contributors to magma composition and to evaluate the chemical evolution of magma through time. In contrast to other islands of the archipelago where a continuous range is usually observed, Brava is clearly characterized by two groups of distinct isotopic compositions. Rocks from the Upper Unit (<0.5 Ma) are less Nd- and Pb-radiogenic and more Sr-radiogenic than rocks belonging to the Basal Complex (~3 to 1.4 Ma), which are also characterized by more unradiogenic He signatures. Here, the chemistry of the Basal Complex is mainly explained by the mixing of a high- μ (HIMU)-type local end-member, which represents an ancient (~1.3 Ga) recycled oceanic crust, with the lower mantle. For the Upper Unit, elemental and isotopic signatures suggest the involvement of an additional local end-member akin to the EM1-type. Such differences in the contributing end-members to the Upper Unit and Basal Complex sources mirror those usually assigned to the southern and northern Cape Verde islands, respectively. This temporal evolution is discussed in light of plume interaction with a shallow EM1-type domain, which is considered to represent the subcontinental lithosphere floating in the asthenosphere. Brava carbonatites define two distinct groups with similar isotopic ranges as those observed for the coeval alkaline silicate rocks. This observation suggests that, in each of the volcano-stratigraphic units, carbonatite and silicate magmas are ultimately derived from the same sources. We propose that calcic carbonatites from either the Basal Complex or the Upper Unit resulted from nepheline–carbonatite liquid immiscibility, while the subordinate Basal Complex magnesiocarbonatites represent residual liquids after calcite fractionation from carbonatite magma.

© 2012 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

In contrast with continental basalts, oceanic magmas cross relatively young/un-enriched lithospheres, as well as crustal sections dominated by mafic/ultramafic lithotypes with relatively high *solidus* temperatures. Although shallow-level interaction processes have been shown to affect the composition of ascending oceanic magmas (e.g., Woodhead et al., 1993; Class and Goldstein, 1997; Millet et al., 2008, 2009; Martins et al.,

2010), they undoubtedly offer a better image of the sub-lithospheric mantle than their continental counterparts. Therefore, the study of oceanic basalts is of utmost importance to characterize the composition and understand the evolution of the Earth's mantle and constrain the residence sites of the so-called mantle components (e.g., White, 1985; Zindler and Hart, 1986; Hofmann, 2003; Stracke et al., 2005; Jackson and Dasgupta, 2008; Collerson et al., 2010).

The volcanically active Cape Verde archipelago (Eastern Central Atlantic Ocean) exhibits significant inter-island isotopic variations when compared with most oceanic archipelagos. Previous studies have revealed two geographical/geochemical groups, with a strong contrast between the southern and northern islands (Gerlach et al., 1988; Davies et al., 1989; Christensen et al., 2001; Doucelance et

* Corresponding author at: Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Departamento de Geologia (GeoFCUL), Campo Grande, C6, 1749-016 Lisboa, Portugal. Tel.: +351 217500000; fax: +351 217500119.

E-mail address: ccmourao@fc.ul.pt (C. Mourão).

al., 2003; Escrig et al., 2005; Holm et al., 2006; Millet et al., 2008; Barker et al., 2009, 2010; Martins et al., 2010). According to these authors, volcanic rocks from the southern islands are less Nd- and Pb-radiogenic and more Sr-radiogenic than those from the northern islands, which are also characterized by more unradiogenic He signatures. Such a distinction is also evident in the $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram. While the northern islands tend to plot along the Northern Hemisphere Reference Line (NHRL; Hart, 1984), the southern islands are positioned above the NHRL. Such differences have mainly been explained by distinct contributions from HIMU ("high μ " = high time-integrated $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), EM1 (enriched mantle 1), and DMM (depleted mid ocean ridge basalt – MORB-mantle) mantle components and the lower mantle, making Cape Verde an interesting place to study the mixing mechanisms between those components. The contribution of FOZO has been proposed by Barker et al. (2009).

Brava is the southernmost island of the Cape Verde archipelago. From the geochemical data presented by Mourão et al. (2010), Madeira et al. (2010), Hildner et al. (2011) and Mourão et al. (2012), it can be inferred that some Brava silicate rocks display characteristics distinct from those considered typical of the southern islands. Namely, some rocks are markedly more radiogenic in terms of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, present more unradiogenic He isotope compositions and are significantly enriched in Nb and Ta relative to the light rare-earth (LREE) and other high field strength (HFSE) elements, conferring some affinity with the northern islands. This finding suggests that Brava magmatism samples a larger number of mantle components than the other individual Cape Verde islands. Thus, the study of that island offers an opportunity to better understand the mixing mechanisms of the mantle components referred to above.

In addition, Brava is known by the occurrence of magnesio- and calciocarbonatites (Madeira et al., 2010; Mourão et al., 2010) that offers the opportunity to address the genetic processes that originated these two types of carbonatites and to discuss the possible existence of co-magmatism between them and with the associated silicate rocks. Moreover, data from Hoernle et al. (2002) and Mourão et al. (2010) demonstrate that Brava's extrusive carbonatites are isotopically distinct from those occurring in other islands of the archipelago (see also Doucelance et al., 2010).

In this study, we report elemental and Sr–Nd–Pb isotopic data of silicate and carbonatite rocks from Brava Island. Our work aims to: 1) evaluate the geochemical temporal evolution of magmatism at Brava Island; 2) identify the mantle components of Brava magmas and assess the origin and residence sites of the HIMU- and EM1-type Brava end-members; 3) better understand the causes of isotope variability at the Cape Verde archipelago; and 4) evaluate the possible genetic link between Brava carbonatites and the temporally/spatially associated silicate rocks.

2. Geological setting

The Cape Verde archipelago (15–17°N, 23–26°W) is located 600 to 900 km off the West African coast and consists of 10 major islands (Fig. 1). It is situated on the Cape Verde Rise, which is a 2.2 km-high, 1400–1600 km-wide swell occurring in a region where the oceanic lithosphere is 120 to 140 Ma old (Williams et al., 1990; Müller et al., 2008).

The islands are flanked by smaller than expected flexural moats that suggest an upward-acting subsurface load that counteracts downward flexure due to surface volcanic loading (Ali et al., 2003). This finding, along with the coincidence of Cape Verde with bathymetric, gravimetric and heat flow anomalies (e.g., Dash et al., 1976; Courtney and White, 1986), has been interpreted by Crough (1978) as resulting from lithosphere impingement by a mantle plume, which explains why the transition zone at the Cape Verde region is up to ≈ 30 km thinner than that of the ambient mantle (Vinnik et al., 2012). The genesis of Cape Verde from a mantle plume anchored

at the deepest levels of the lower mantle seems to be supported by both seismic tomography studies (Montelli et al., 2006; Zhao, 2007; Forte et al., 2010) and unradiogenic He isotopic signatures (Christensen et al., 2001; Doucelance et al., 2003; Mata et al., 2010; Mourão et al., 2012) obtained from silicate and carbonatite rocks ($^4\text{He}/^3\text{He}$ down to 46,022 and 46,616, respectively; R/Ra up to 15.7 and 15.5; Ra corresponds to the atmospheric $^3\text{He}/^4\text{He}$ value of 1.384×10^{-6} and R the measured ratio).

The emerged alkaline magmatic rocks range in age from 25.6 Ma (Sal Island; Torres et al., 2002) to the present (latest eruption in 1995 at Fogo Island). However, the K–Ar age resetting of late Jurassic MORBs at 40–50 Ma suggests that plume-related magmatism may have started some 15–25 Ma before the genesis of the most ancient alkaline outcropping rocks (Mitchell et al., 1983).

The lack of a typical linear distribution of islands (Fig. 1) and a simple age progression of volcanism at Cape Verde primarily reflects the fact that the archipelago is close to the rotation pole of the slowly drifting African plate (Pollitz, 1991; Holm et al., 2008). Such spatial distribution of the islands was also interpreted as resulting from mantle melting in three distinct channels (Holm et al., 2008) or from deep fracture control on magma emplacement (e.g., Le Pichon and Fox, 1971; Torres et al., 2010). Brava (64 km²) is the westernmost island of the southern alignment (Fig. 1) and is located 18 km west of the neighboring Fogo Island. These islands are separated by a channel with depths in excess of 1400 m, where a volcanic cone field was revealed by multibeam bathymetry and backscatter data. The same techniques also revealed a growing 3-km tall seamount volcano (Cadamošto) to the southwest of Brava (Masson et al., 2008; Grevenmeyer et al., 2010; see also Barker et al., 2012 for a geochemical study of Cadamošto).

Three major outcropping volcano-stratigraphic units have been identified on Brava Island by Madeira et al. (2010) (Fig. 1). The Lower Unit (2 to 3 Ma) is composed of an uplifted nephelinite/ankaramite sequence that includes pillow lavas, pillow breccias and hyaloclastites and is cut by abundant dikes. This unit represents the upper part of the submarine seamount precursor of the island. A subvolcanic plutonic complex (Middle Unit: 2.0 to 1.4 Ma) intrudes on the Lower Unit and includes nepheline syenites, urtites, ijolites, melteigites, pyroxenites, and carbonatites, probably formed in magma chambers related to a volcanic phase that is no longer preserved. The younger volcanic sequence (Upper Unit <0.5 Ma) rests on an important erosional discontinuity truncating the Basal Complex (Lower and Middle units) that developed between 1.4 and ~ 0.5 Ma ago. This mainly phonolitic sequence is dominated by products of explosive volcanism generated by phreatomagmatic and phreatoplinian eruptions as well as extrusion of domes and lava flows. Rare mafic products, predominantly of nephelinitic composition, and extrusive carbonatites are also present (Mourão et al., 2010). The occurrence of pillow lavas and hyaloclastites up to 400 m above the present sea level and raised Upper Pleistocene (~ 106 Ka) beaches indicates a continuous uplift of Brava at rates between 0.2 and 0.4 mm/a, which is mainly explained by the crustal emplacement of magma bodies (Madeira et al., 2010; Ramalho et al., 2010).

3. Analytical procedures

Sampling was conducted to obtain a set of rocks representative of all volcano-stratigraphic units cropping out at Brava as well as their main magmatic lithotypes. The sampling locations are shown in Supplementary material S1.

After reducing samples of 1–2 kg to centimeter-sized chips in a hydraulic press, the freshest pieces were selected, coarsely pounded using a jaw crusher, and powdered in an agate swing mill.

Major and trace element compositions were performed at Activation Laboratories Ltd. (Canada). Samples were prepared and analyzed in a batch system. Each batch also contained a method reagent blank, certified reference materials and sample duplicates. The samples were mixed with

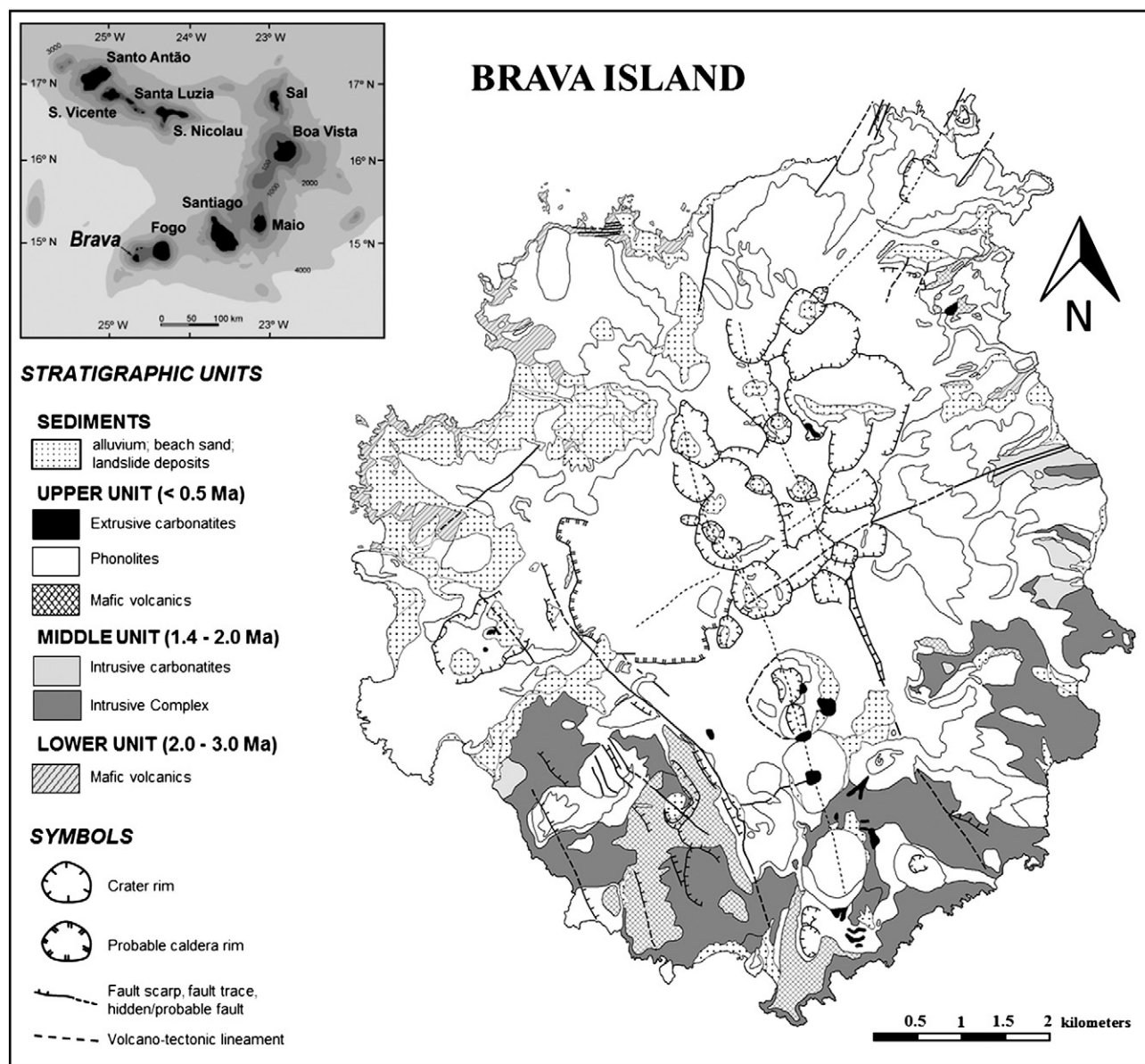


Fig. 1. Location of Brava in Cape Verde archipelago (inset) and geological sketch representing main stratigraphic units and structures. Simplified from Madeira et al. (2010).

a flux of lithium metaborate and lithium tetraborate and then fused in an induction furnace. The obtained melt was immediately poured into a solution of 5% nitric acid containing an internal standard and mixed continuously until completely dissolved (~30 min).

Major oxide content was analyzed using inductively coupled plasma-optical emission spectrometry (ICP-OES) using a Thermo Jarrell-Ash ENVIRO II ICP and/or Spectro Cirros ICP. Trace element contents were obtained using inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) on a Perkin Elmer SCIEX ELAN 6000, 6100 or 9000 ICP/MS (with the exception of Sc, V, Ba and Sr, which were obtained by ICP-OES). Fluorine was analyzed using the ion-selective electrode technique (ISE), and CO_2 was determined by coulometry. For ICP-OES and ICP-MS analyses, calibration was performed using seven prepared USGS and CANMET certified reference materials. One of the seven standards was used during the analysis of every group of 10 samples to monitor instrumental drift.

Duplicate measurements of samples give an estimate of the total reproducibility of our analyses. The reproducibility is better than 3 relative-% for major element contents (i.e., SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 ,

MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O and P_2O_5), 7 relative-% for rare earth elements, 5 relative-% for elements that are generally highly incompatible in an oceanic context (i.e., Rb, Ba, U and Th), and 6 relative-% for CO_2 . See Supplementary material (S2) for analyses of standard reference materials and detection limits for each element. Additional information on the analytical procedures can be found at <http://www.actlabs.com>.

Sr–Nd–Pb isotopic analyses were also performed on representative silicate and carbonatite powdered whole-rock samples including nephelinites, melilite nephelinites and one basanite from the Lower Unit, nepheline syenites and magnesiocarbonatites from the Middle Unit and nephelinites, phonotephrites and phonolites from the Upper Unit.

For Sr and Nd, the whole-rock silicate samples (100 mg) were leached with hot 6 M HCl (3 ml, 75 °C) for 3 h, while the carbonatite samples were treated with distilled water (75 °C for 3 h). After removal of the supernatant and drying of the samples at 75 °C on hot plates, dissolution of the residue was performed in Savillex beakers with a mixture of 2 ml HF (29 M) + 0.5 ml HNO_3 (14 M) at 75 °C for 24 h (Savillex

closed). A mixture of 0.2 ml HClO_4 (12 M) + 3 ml HNO_3 (7 M) was added to dissolve any residual fluorides. This mixture was first evaporated on a hot plate (at 50 °C for 3 days and 95 °C for 6 h) and then in an epiradiator (for 2 h), which was followed by the addition of 5 ml of distilled HCl (6 M) at 75 °C for 24 h and additional drying of the samples at 65 °C on hot plates. The residue was recovered in 10 ml HCl (1.25 M) and centrifuged for 10 min. Sr and Nd separations were performed with the “cascade” column procedure (Sr Spec, True Spec and Ln Spec columns) described by Pin and Bassin (1992) and Pin et al. (1994) after most of the iron was removed through an AG50X4 column. A mixture of HNO_3 (5 M) + HF (0.1 M) was used to collect Sr and REE. Sr and Nd blanks for the complete procedure were <0.5 ng and <0.2 ng, respectively. To test for possible seawater contamination, four samples of leached and unleached powders were analyzed, as were the leachates from the above-mentioned leaching process (see Section 5.1; Table 3).

Sr–Nd isotopic measurements were performed at the Laboratoire Magmas et Volcans (Clermont-Ferrand, France) using a Finnigan Triton mass spectrometer (TIMS) equipped with nine Faraday detectors and operating in the static multicollection mode with relay matrix rotation (also called virtual amplifier). Sr samples were loaded on double W filaments with 1 μl H_3PO_4 (3 M), and Nd samples were loaded on the same type of filaments with 1 μl H_3PO_4 (1 M). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ measurements were mass-fractionation-corrected to $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ and normalized to $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71025$ for the NIST SRM987 standard after correcting for ^{87}Rb interference. Nd isotopic ratios were mass-fractionation-corrected to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ and normalized to $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51196$ for the Rennes-AMES standard (Chauvel and Blichert-Toft, 2001). Repeated analyses of the two standards yielded $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710246 \pm 0.000005$ (2σ , $n = 16$) and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511961 \pm 0.000007$ (2σ , $n = 12$). A typical run consisted of at least nine blocks of ten cycles to allow a full rotation of the virtual amplifier system.

For Pb analyses, we followed the procedure described in Manhès et al. (1978) and Millet et al. (2009). Dissolution was performed for 150 mg of unleached powdered sample material in Savillex beakers in a mixture of 3 ml HF (29 M) + 0.3 ml HNO_3 (16 M) at 100 °C for 24 h (Savillex closed). Then, 3 ml HBr (8 M) was added to induce the formation of soluble lead bromide, which allowed the nearly total recovery of Pb from the residue. The mixture was evaporated on a hot plate (at 75 °C) followed by the addition of 6 ml of diluted HBr (0.8 M) at 50 °C for 12 h. Chemical separation was conducted using clean pipette tip columns filled with ~0.2 ml of AG1-X8 resin (100–200 mesh). Sample loading and elution of the matrix were performed in 0.8 M HBr, and Pb collection was undertaken in 2 ml of 7 M HCl. Total procedural Pb blanks (including acid digestion) were ~15 pg.

Pb isotopic measurements were performed at the School of Geography, Environment and Earth Sciences of Victoria University (Wellington, New Zealand), on an Nu Plasma MC-ICP-MS. Mass discrimination was corrected using sample-standard bracketing of samples with NBS981 with admitted values of $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 16.9416$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5000$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36.7262$ (Baker et al., 2004). The accuracy of Pb isotopic measurements was assessed by analysis of the JB2 rock standard. The average values thus obtained were $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18.3423$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.5614$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.2760$, within the error of Baker et al. (2004). Reproducibility of the mass spectrometric measurement was assessed with repeated measurements of the JB2 standard (2σ , $n = 11$) and yielded 136 ppm, 205 ppm and 223 ppm for $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, respectively. All sample duplicates fell within these uncertainties.

4. Results

This paper is part of a project that previously produced elemental and isotopic (Sr and Nd) results for Brava Island (Doucelance et al., 2010; Madeira et al., 2010; Mourão et al., 2010). These data, as well

as new elemental (70 samples) and isotopic (Sr and Nd: 25 samples; Pb: 30 samples) data, are presented in Tables 1 and 2 and in Supplementary material S3.

4.1. Major and trace element compositions and rock systematics

Major and trace element data of selected samples are reported in Table 1. Silicate rocks from Brava are alkaline, with ultrabasic to intermediate compositions ($\text{SiO}_2 = 35.91$ to 57.84 wt.% on an anhydrous basis). Mafic volcanic rocks from the Lower Unit are highly SiO_2 -undersaturated, and almost all of these samples plot in the basanite and foidite fields ($\text{SiO}_2 = 36.70$ to 44.73 wt.%; Fig. 2A). Following the IUGS classification (Le Maître, 2002), these samples predominantly include melilite nephelinites (normative larnite up to 8.6 wt.%), melanephelinites, nephelinites and basanites. The intrusive Middle Unit consists of an association of alkaline silicate rocks and carbonatites, the former spanning ultramafic (pyroxenites) to salic rocks (nepheline-syenites), through melteigite–ijolite–urtite types. The Upper Unit is typically bimodal. The melanocratic pole (basic and ultrabasic; $\text{SiO}_2 < 46.09$ wt.%) is composed of nephelinites (normative nepheline up to 27.4%; normative olivine up to 24.2%), basanites, tephrites and phonotephrites while meso-leucocratic rocks (basic and intermediate; $\text{SiO}_2 = 45.96$ to 57.84 wt.%) include nephelinites (or phonolitic nephelinites following the nomenclature of Cox et al., 1979) and phonolites (Fig. 2A). These nephelinites are distinct from melanocratic varieties as they lack normative olivine.

Carbonatitic rocks present a large range of CaO and MgO documenting the occurrence of two groups (Fig. 2B): calciocarbonatites (sövites and alvikites) with high CaO (>37 wt.%) and low MgO (<6 wt.%), and magnesiocarbonatites with lower CaO (<32 wt.%) and higher MgO (>15 wt.%). Calciocarbonatite rocks are represented in the Upper and Middle units, while magnesiocarbonatites occur only in the Middle Unit.

With more than 90% of its area covered by phonolitic rocks, it is unarguable that magmatic evolution processes were more important at Brava than in the majority of Cape Verde islands. Despite the fact that the study of these processes is beyond the scope of this paper, we emphasize that the wide concentration range of transition elements and magnesium is compatible with the earliest fractionation of olivine and clinopyroxene ($\text{Ni} < 20$ to 360 ppm; $\text{Cr} < 5$ to 1030 ppm; and $\text{Mg\#} = 12$ to 74). It should be noted, however, that some of the highest Mg# values and Ni and Cr contents were obtained in highly porphyric rocks and, therefore, argue in favor of the occurrence of cumulative processes.

As may be expected from their highly SiO_2 -undersaturated character, even the least evolved volcanic rocks and dikes from Brava show a high abundance of the elements thought to be incompatible during mantle processes (see Fig. 3 and Table 1). In addition, rare earth element (REE) patterns (Fig. 4) are strongly fractionated; the samples representative of relatively primitive magmas ($\text{Ni} > 100$ ppm) present chondrite normalized $\text{La/Yb} > 13.90$. Furthermore, chondrite normalized Tb/Yb ratios (>2.59) for the same set of samples suggest the presence of garnet as a residual phase during partial melting (e.g., George and Rogers, 2002). Nepheline syenites and phonolites, the most evolved silicate rocks from Brava, are strongly enriched in some LILE (e.g., Cs, Rb, Ba and K) and HFSE (e.g., Zr and Hf) but are depleted in Ti compared with coeval (s.l.) mafic rocks (Fig. 3).

Carbonatites are often highly enriched in some incompatible elements (e.g., Ba up to 6851 ppm; La up to 1080 ppm; Sr down to 2151 ppm) and present significant Zr, Hf and Ti negative anomalies on multi-element normalized plots (Fig. 5; Table 1; Supplementary material S3). REE patterns distinguish between magnesio- and calciocarbonatites, with the latter presenting somewhat concave upward patterns (Fig. 5), reflecting dissimilar chondrite-normalized Gd/Yb ratios (magnesiocarbonatites: 7.04 ± 0.94 , 2σ ; calciocarbonatites: 3.07 ± 1.67 , 2σ).

Table 1
Major (wt.%) and trace element (ppm) analyses of representative samples of silicate rocks and magnesium carbonatites from Brava Island. All elemental analyses, including of intrusive and extrusive calcicarbonatites, are listed in Supplemental material S3.

Sample	Lower unit		Middle unit						Upper unit			
	Melilite nephelinite		Clino-pyroxenite	Ijolite s.l.	Nepheline syenite		Magnesiocarbonatite		Nephelinite	Tephrite	Phonolites s.l.	
	CY173	CY174	CY55	CY178	CY154	CY48	CY110	CY111	CY31	CY45	CY205	CY27
Major elements (wt.%)												
SiO ₂	39.23	38.27	36.20	35.12	45.02	52.51	1.47	1.58	38.08	42.05	46.65	50.41
TiO ₂	4.453	5.033	5.528	2.885	1.292	0.394	0.013	0.154	4.255	3.429	1.982	0.404
Al ₂ O ₃	11.49	11.89	8.30	15.88	21.38	16.93	0.14	0.32	13.03	14.93	18.51	21.46
Fe ₂ O ₃	15.01	15.10	19.79	9.59	5.72	7.47	4.03	8.11	12.99	11.20	7.56	3.40
MnO	0.208	0.201	0.247	0.271	0.201	0.374	0.584	0.612	0.215	0.201	0.192	0.199
MgO	8.38	6.97	10.91	2.71	1.49	0.20	16.44	16.78	6.44	5.54	2.30	0.95
CaO	13.73	13.65	14.37	14.01	7.13	4.68	30.66	28.88	12.91	10.75	6.86	2.87
Na ₂ O	3.12	2.85	1.64	8.49	9.66	8.55	0.08	0.15	5.06	3.98	7.97	10.28
K ₂ O	1.15	1.40	0.95	2.65	4.75	5.66	0.08	0.22	1.21	1.71	3.74	6.99
P ₂ O ₅	0.63	0.76	0.07	1.44	0.39	0.17	3.89	3.25	1.10	0.59	0.50	0.17
CO ₂	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	43.1	40.8	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
F	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	0.35	0.23	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
LOI	3.33	4.40	0.29	5.44	3.44	3.60	40.97	38.1	3.47	4.41	3.90	3.23
Total	100.70	100.50	98.29	98.49	100.50	100.50	98.35	98.17	98.77	98.80	100.20	100.30
Mg#	56.62	51.90	55.35	43.22	41.19	7.22	88.99	80.39	53.68	55.45	44.99	44.49
Trace elements (ppm)												
Sc	30	26	52	1	2	3	2	3.1	18	21	5	1
V	431	488	504	319	179	136	9	59	416	313	212	63
Cr	228	50	<5	<5	<5	<5	<5	<5	28	92	<5	<5
Co	57	59	74	10	5	2	5	17	42	27	14	<1
Ni	200	140	90	40	<20	<20	<20	<20	80	80	<20	<20
Cu	130	100	90	20	10	<10	<10	<10	70	60	20	<10
Zn	230	240	180	200	100	200	40	80	220	200	180	140
Ga	23	24	20	20	31	54	4	6	24	28	30	33
Ge	1.4	1.4	1.5	1.4	1.1	1.1	<0.5	<0.5	1.5	1.5	1.2	1.0
Rb	21	25	9	70	125	210	4	8	40	63	46	205
Sr	1082	687	388	1812	1347	1604	4959	6076	1423	1201	1056	1012
Y	34.7	34.6	22.9	56.0	21.3	19.0	67.4	55.7	35.4	31.1	28.5	21.7
Zr	309	292	258	476	508	2640	71	76	313	351	452	682
Nb	70.5	67.1	42.2	195.0	130.0	783.0	5.6	37.6	80.3	83.3	106.0	95.6
Cs	0.2	0.3	<0.1	0.4	0.4	4.2	<0.1	0.1	0.6	1.0	1.4	1.9
Ba	475	514	304	414	1815	424	75	70	916	1593	1696	2095
La	57.6	58.7	47.9	113.0	41.2	10.2	159	148	69.7	63.6	77.7	59.6
Ce	124.0	125.0	104.0	229.0	92.9	20.0	397	373	147.0	126.0	147.0	99.4
Pr	14.6	14.9	12.3	27.8	11.0	2.1	51.5	48.8	17.0	13.9	15.6	8.9
Nd	59.6	62.7	50.2	104.0	41.7	7.1	225	211	67.9	54.7	53.8	27.5
Sm	11.9	12.5	9.6	18.8	7.3	1.3	40.6	38.2	12.5	9.8	8.9	4.1
Eu	3.90	4.17	3.22	6.28	2.35	0.49	12.3	11.4	4.03	3.33	2.81	1.35
Gd	11.3	11.9	8.3	16.9	5.9	1.5	30.6	27.6	11.5	9.4	6.9	3.0
Tb	1.55	1.58	1.18	2.41	0.88	0.31	4.06	3.65	1.52	1.26	1.03	0.56
Dy	7.58	7.85	5.72	12.30	4.56	2.40	17.8	15.7	7.51	6.30	5.53	3.51
Ho	1.31	1.33	0.94	2.10	0.76	0.58	2.76	2.38	1.28	1.12	0.97	0.71
Er	3.32	3.27	2.36	5.41	2.16	2.18	6.27	5.2	3.27	2.94	2.65	2.27
Tm	0.438	0.429	0.294	0.688	0.301	0.462	0.699	0.589	0.432	0.400	0.381	0.362
Yb	2.58	2.50	1.67	3.75	2.03	3.88	3.51	2.84	2.44	2.35	2.33	2.44
Lu	0.354	0.335	0.223	0.521	0.354	0.722	0.423	0.332	0.342	0.320	0.330	0.382
Hf	7.9	7.4	8.5	10.4	9.4	37.5	1	1.1	7.4	7.8	7.9	10.4
Ta	4.77	4.73	2.46	12.40	5.01	4.16	2.86	22.5	6.04	4.96	4.61	2.43
Th	4.75	5.19	2.21	3.74	1.87	1.80	4.12	3.07	4.82	6.49	8.91	11.80
U	1.41	1.23	0.75	1.92	0.50	3.82	4.19	24.3	2.56	1.81	1.28	1.74

n.a., not analyzed; Mg# = $[\text{Mg}^{2+}/(\text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+})] \times 100$. For silicate rocks, $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ ratios were calculated as recommended by Middlemost (1989) for different rock types. For carbonatitic rocks, Mg# was calculated assuming all Fe as Fe^{2+} .

4.2. Sr–Nd–Pb isotopic composition

Sr, Nd and Pb isotopic ratios obtained on representative samples from Brava are presented in Table 2 and shown in Fig. 6, where, for comparison, they are plotted in conjunction with the fields defined by silicate rocks from the northern and southern Cape Verde islands. Recently published, but not discussed, Brava analyses by Hildner et al. (2011) are also plotted. No significant difference is observed between the two data sets. Hereafter, the discussion will be based on the data presented in Table 2.

Considering the young age of the rocks (<3 Ma) and the low decay constants for the Rb–Sr and Sm–Nd isotope systems, radiogenic in-

growth is not considered significant and the data are presented and discussed without age correction. For example, sample CY-8 (1.99 ± 0.09 Ma; Madeira et al., 2010) presents initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703311$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512909$ which, within error, are indistinguishable from those presented in Table 2. Due to the absence of accurate Pb elemental analyses, we are not able to estimate the initial Pb isotope ratios. If the ratios for silicate rocks are expected to be identical, within error, to the measured values, the initial values of at least some of the carbonatites must be significantly lower (second decimal place) due to their high U and Th contents (up to 24.3 and 32.1 ppm, respectively) and the high U/Pb and Th/Pb ratios reported by Hoernle et al. (2002) for Cape Verde carbonatites.

Table 2

Sr–Nd–Pb isotopic composition of Lower, Middle and Upper units from Brava Island.

	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$	κ_{Pb}	κ
Lower unit								
Mafic rocks								
CY-8	0.703315 (6)	0.512911 (5)	20.017 (1)	15.620 (1)	39.194 (4)	0.907	3.69	3.54
CY-11	0.703281 (14)	0.512906 (3)	20.251 (2)	15.645 (2)	39.364 (5)	0.904	3.67	3.20
CY-19	0.703315 (6)	0.512903 (5)	19.873 (2)	15.616 (1)	39.153 (4)	0.916	3.72	3.46
CY-25	0.703183 (6)	0.512909 (3)	19.634 (2)	15.607 (1)	39.084 (4)	0.930	3.78	1.63
CY-82	0.703251 (6)	0.512898 (5)	19.792 (2)	15.611 (2)	39.190 (5)	0.926	3.76	4.05
CY-165	0.703352 (7)	0.512915 (5)	19.847 (1)	15.615 (1)	39.131 (3)	0.916	3.72	4.63
CY-174	0.703274 (7)	0.512905 (4)	20.020 (1)	15.613 (1)	39.205 (3)	0.908	3.69	4.36
Middle unit								
Nepheline syenite								
CY-39	0.703377 (7)	0.512905 (6)	19.905 (1)	15.631 (5)	39.224 (4)	0.920	3.74	2.79
CY-148	0.703354 (7)	0.512912 (8)	19.937 (2)	15.630 (2)	39.216 (5)	0.916	3.72	4.83
CY-154	0.703348 (7)	0.512910 (4)	19.947 (2)	15.631 (2)	39.213 (4)	0.915	3.72	3.86
CY-179	0.703372 (8)	0.512913 (3)	19.988 (2)	15.639 (2)	39.266 (5)	0.917	3.72	0.54
Intrusive calciocarbonatites								
BR-15	0.703340 (12)	0.512908 (7)	19.761 (1)	15.623 (1)	39.073 (3)	0.918	3.73	6.87
BR-23	0.703356 (8)	0.512911 (6)	19.828 (2)	15.615 (2)	39.144 (9)	0.919	3.73	0.65
Intrusive magnesiocarbonatites								
CY-114	0.703401 (7)	0.512897 (5)	20.004 (2)	15.630 (2)	39.268 (5)	0.915	3.72	6.43
CY-115	0.703346 (6)	0.512893 (3)	20.147 (1)	15.647 (5)	39.282 (4)	0.905	3.67	2.05
CY-117	0.703396 (7)	0.512899 (4)	20.040 (1)	15.633 (1)	39.247 (3)	0.910	3.70	0.51
Upper unit								
Mafic rocks								
CY-31	0.703631 (8)	0.512783 (5)	19.464 (1)	15.589 (1)	39.154 (4)	0.953	3.87	1.95
CY-32	0.703701 (7)	0.512776 (4)	19.254 (2)	15.568 (1)	39.038 (3)	0.961	3.90	4.70
CY-99	0.703621 (8)	0.512795 (6)	19.556 (1)	15.587 (1)	39.133 (4)	0.942	3.83	4.70
CY-200	0.703631 (6)	0.512788 (6)	19.430 (1)	15.588 (1)	39.134 (3)	0.954	3.88	4.80
Phonolites s.l.								
CY-27	0.703602 (6)	0.512807 (6)	19.433 (1)	15.594 (1)	39.144 (3)	0.955	3.88	7.01
CY-80	0.703654 (7)	0.512790 (13)	19.359 (2)	15.584 (2)	39.115 (4)	0.959	3.89	3.00
CY-138	0.703662 (7)	0.512801 (7)	19.622 (1)	15.596 (1)	39.226 (2)	0.945	3.84	3.31
CY-188	0.703668 (8)	0.512783 (4)	19.257 (1)	15.570 (1)	39.037 (3)	0.961	3.90	3.02
CY-193	0.703582 (6)	0.512800 (6)	19.555 (3)	15.593 (3)	39.175 (8)	0.946	3.84	3.79
CY-197	0.703571 (7)	0.512806 (4)	19.655 (2)	15.598 (2)	39.209 (7)	0.941	3.82	5.26
CY-215	0.703682 (6)	0.512767 (6)	19.393 (1)	15.578 (1)	39.102 (4)	0.954	3.88	5.09
Extrusive calciocarbonatites								
CY-95	0.703595 (6)	0.512792 (5)	19.657 (2)	15.602 (1)	39.250 (4)	0.944	3.84	6.42
CY-222	0.703557 (7)	0.512816 (8)	19.677 (1)	15.596 (1)	39.243 (4)	0.942	3.83	14.22
CY-238	0.703580 (6)	0.512801 (6)	19.660 (1)	15.603 (1)	39.258 (3)	0.945	3.84	7.56

Sr and Nd isotopic ratios for samples BR-15 and BR-23 are from Doucelance et al. (2010).

Numbers in parentheses are within run 2σ errors referring to the last significant digits.

$^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^* = [(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{meas}} - (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{CD}}] / [(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{meas}} - (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{CD}}]$, where *meas* denotes measured and *CD* is the Pb isotopic composition in Canyon Diablo troilite ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 9.3066$ and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 29.475$; Chen and Wasserburg, 1983).

$\kappa_{\text{Pb}} = (^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*) [(e^{(\lambda_{238}T)} - 1)/(e^{(\lambda_{232}T)} - 1)]$, where λ_{238} and λ_{232} are decay constants of ^{238}Pb ($1.55 \times 10^{-10} \text{ yr}^{-1}$) and ^{232}Th ($4.95 \times 10^{-11} \text{ yr}^{-1}$), respectively, $T = 4.55 \text{ Ga}$ (Galer and O'Nions, 1985; Allègre et al., 1986).

κ : $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ atomic ratio derived from elemental Th and U concentrations.

In contrast to the other Cape Verde islands where a continuous range is usually observed in the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ diagram, Brava is clearly characterized by two distinct groups of isotopic compositions (Fig. 6A). Silicate rocks from the Upper Unit show $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios between 0.703571 and 0.703701 and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios between 0.512767 and 0.512807, typical of the silicate rocks cropping out from the southern islands. In contrast, the Lower and Middle units (hereafter referred to as the Basal Complex) display more radiogenic Nd (0.512898–0.512915) isotopic compositions, similar to those characterizing silicate rocks from the northern islands. However, their $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.703183–0.703377) are in the range where the northern and southern island fields overlap. This finding indicates that silicate magmas from the Basal Complex were derived from sources with lower time-integrated Rb/Sr and Nd/Sm ratios than those from the Upper Unit and most samples from the other southern islands.

Pb isotopic ratios are also quite distinct between stratigraphic units. The older units have higher $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (19.634–20.251) and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (15.607–15.645) than the Upper Unit (19.254–19.655 and 15.568–15.598, respectively). However, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ values show similar

ranges of variation in the Basal Complex and the Upper Unit (39.084–39.364 and 39.037–39.226, respectively). This observation indicates that throughout Brava's evolution, magmatism has sampled sources with similar time-integrated Th/Pb ratios but distinct U/Pb ratios (Fig. 6B and C).

It should also be emphasized that Brava Pb isotopic compositions are somewhat different from those displayed by other Cape Verde islands. Although most samples from the Upper Unit lie within the southern island silicate field, some samples present higher Pb-radiogenic values and extend the range of isotopic composition towards the northern islands. Therefore, this study confirms that the radiogenic end of the southern islands' compositional trend starts from a point plotting in the field of the northern islands, as observed by Millet et al. (2008). In contrast to what is observed for silicate volcanics from other southern islands (Fogo, Santiago and Maio; see Gerlach et al., 1988; Doucelance et al., 2003), all samples from the Basal Complex plot below the North Hemisphere Reference Line (NHRL; Hart, 1984) ($\Delta 7/4$ down to -4.9 ; $\Delta 8/4$ down to -74.7 ; where $\Delta 7/4 = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{measured}} - (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}$ and $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}} = 0.1084$

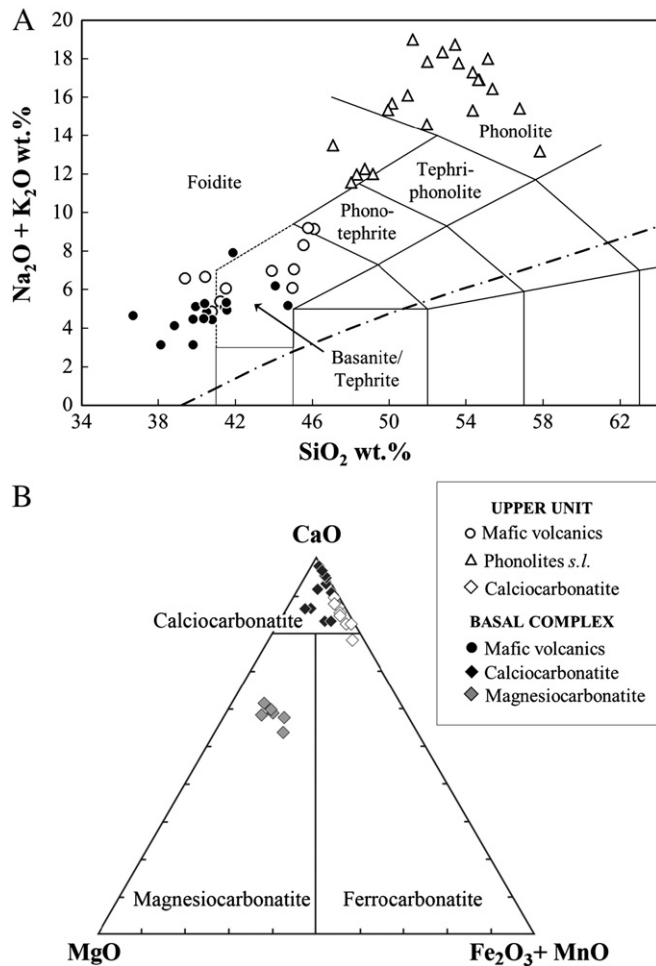


Fig. 2. (A) Total alkali-silica (TAS) diagram (Le Maître, 2002) for the Lower and Upper volcanics (see Section 4.1). The thick dashed line is a compositional divider between alkaline and subalkaline volcanics (MacDonald, 1968). The normative content of olivine (Ol), albite (Ab) and nepheline (Ne) was used to correctly classify samples plotted in the “foidite” and “basanite/tephrite” fields. Nephelinites: >20% normative Ne; melaneophelinites: <20% normative Ne and 0–5% normative Ab; basanites: >10% normative Ol; tephrite: <10% normative Ol. Intrusive rocks from the Middle Unit (see text for details) were not plotted in this diagram designed for classification of volcanic rocks. However, we note that, if plotted, the intrusive rocks would also depict a bimodal distribution. (B) Plot of carbonatites from Brava in the diagram proposed by Woolley and Kempe (1989). Calcicocarbonatites from the Upper Unit are extrusives. The other plotted carbonatites are intrusives. Oxides expressed in wt.%.

$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) + 13.491$; $\Delta 8/4 = (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{measured}} - (^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}}$ and $(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{NHRL}} = 1.209 (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}) + 15.627$; see Hart, 1984). Furthermore, these samples form a trend with a significantly less steep slope compared to northern island silicate volcanics, extending towards the most radiogenic $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ signature (20.251) ever reported for silicate rocks in the Cape Verde archipelago and close to the highest $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ reported for Cape Verde carbonatites (20.408; Hoernle et al., 2002). It is interesting to note that the neighboring Cadamosto seamount presents chemical characteristics akin to those of the Basal Complex, thus also presenting greater affinities with the northern islands (Barker et al., 2012).

Cape Verde carbonatites are considered isotopically distinct from silicate lithotypes and usually present more radiogenic $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$ than associated silicate rocks (Hoernle et al., 2002; Jørgensen and Holm, 2002; Escrig et al., 2005). In contrast to the other islands, Brava carbonatites are characterized by isotopic ratios (Table 2) similar to those described above for the coeval silicate

rocks, also defining two distinct areas in the Sr–Nd–Pb isotope space as a function of age (Fig. 6).

5. Discussion

5.1. Assessing the role of exogenous contributions

Some caution is needed in interpreting OIB composition. In fact, exogenous contributions, such as assimilation during fractional crystallization (AFC; DePaolo, 1981) at crustal depths and/or post-eruption hydrothermal/meteoric alteration, may constrain the composition of magmatic rocks, as demonstrated for Cape Verde (e.g., Jørgensen and Holm, 2002; Millet et al., 2008; Barker et al., 2010). Therefore, before attributing isotopic variations to mantle source heterogeneities, it is important to evaluate potential chemical changes caused by exogenous interactions.

Silicate rocks from the Upper Unit display a significant range of SiO₂ content (39.39 to 57.84 wt.%), but they are characterized by near-constant $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.703637 ± 0.000082 , 2σ) and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (0.512791 ± 0.000025 , 2σ) ratios relative to the range of variation shown by silicate rocks from the other Cape Verde islands. This observation indicates that the lithological variation within this unit is primarily a consequence of fractional crystallization from relatively homogeneous parent magma.

In contrast, in the Sr–Nd isotopic space (Fig. 6A), silicate samples from the Basal Complex develop a quasi-horizontal trend characterized by high and variable $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ at relatively constant $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, resulting in the plot of some of the Brava samples completely outside of the fields defined by silicate rocks from Cape Verde islands. Hildner et al. (2011) and Barker et al. (2012) described similar trends for the neighboring Brava Island and Cadamosto seamount, respectively. For the seamount, Barker et al. (2012) concluded that the high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, and also $\delta^{16}\text{O}$ and $\delta^{34}\text{S}$, resulted from assimilation of oceanic sediments (anhydrite included), explaining, for example, that samples with the highest $\delta^{16}\text{O}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ are also characterized by high SiO₂ content.

The Sr, Nd and Pb isotopic compositions of likely crustal contaminants, such as the oceanic crust basement (Gerlach et al., 1988; Janney and Castillo, 2001; Millet et al., 2008) on which the Cape Verde islands were constructed, and local recent sediments (Hoernle et al., 1991) seem to be clearly distinct from those required to explain the composition of the studied rocks. For example, in contrast to what is observed, contamination by the altered oceanic crust would lead to the concomitant increase in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Fig. 6A). Although the panoply of potential contaminants is huge and its entire compositional range is poorly constrained, making it difficult to completely eliminate the possibility of crustal (s.l.) contamination, we note that there is no systematic isotopic variation with differentiation indexes. In fact, for Brava's Lower Unit volcanics, SiO₂ (36.70 to 44.73 wt.%) and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.703183 to 0.703352) do not observe a positive correlation (Fig. 7A), demonstrating that the observed geochemical variation cannot be ascribed to AFC processes. This finding suggests that the high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for a given $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ results at least in part from post-magmatic alteration by Nd-depleted and Sr-enriched seawater (see, for example, Shields and Veizer, 2002). This percept receives some support from the fact that at least some of the volcanic rocks of the Basal Complex clearly erupted in a submarine environment during the seamount stage of the island development (Madeira et al., 2010). Moreover, some samples are characterized by the presence of non-negligible amounts of low-temperature minerals, such as carbonates, hydroxides and phyllosilicates and by a higher scatter of Cs and Rb as compared with the behavior of the high field strength elements on the variation diagrams (not shown).

To fully answer this question, we analyzed both leached and unleached samples as well as the leachates of the more Sr-radiogenic submarine samples (CY-11 and CY-165; Table 3). The results show that their leachates are characterized by higher $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ than leached or

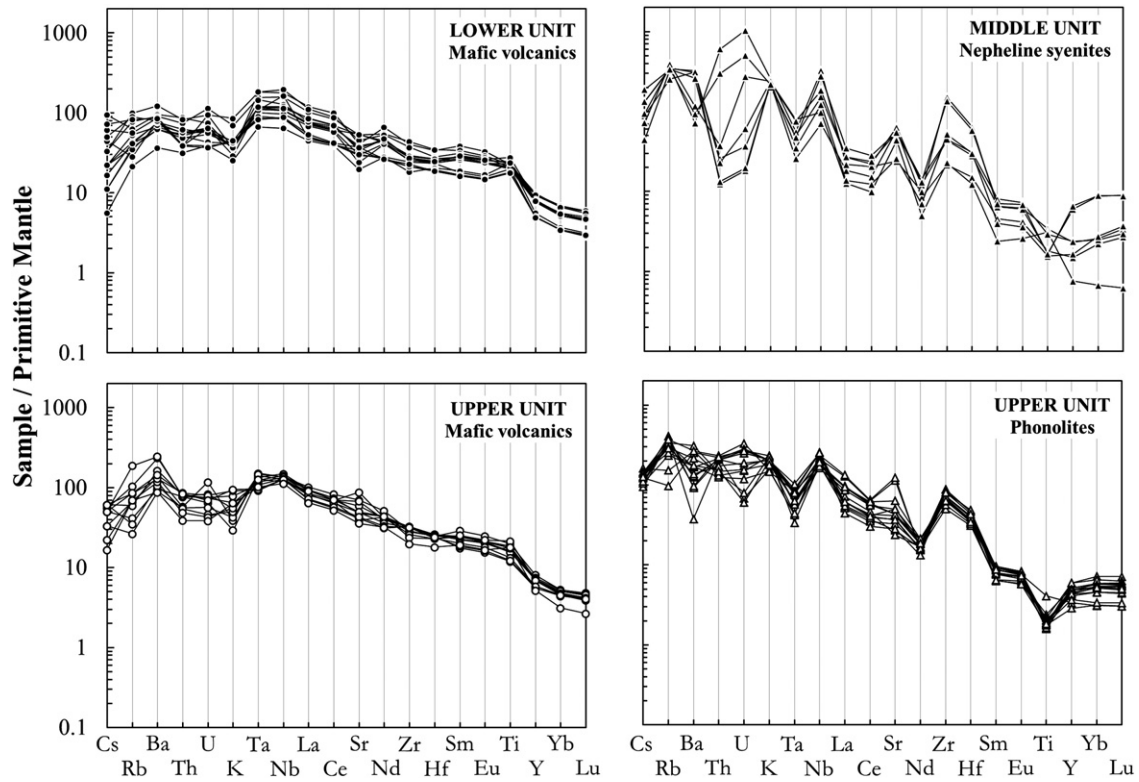


Fig. 3. Primitive-mantle-normalized trace elements patterns for mafic rocks from the Lower Unit, nepheline syenites from the Middle Unit, and mafic rocks and phonolites from the Upper Unit. Normalizing values are from [Palme and O'Neill \(2003\)](#).

unleached samples, demonstrating the occurrence of post-magmatic additions to be consistent with seawater. However, all samples were leached in order to reduce/eliminate the effect of such alteration on

isotopic compositions. Taking into account that leaching was performed using the same procedure than [Millet et al. \(2008\)](#), which presumably erased completely the effect of seawater alteration,

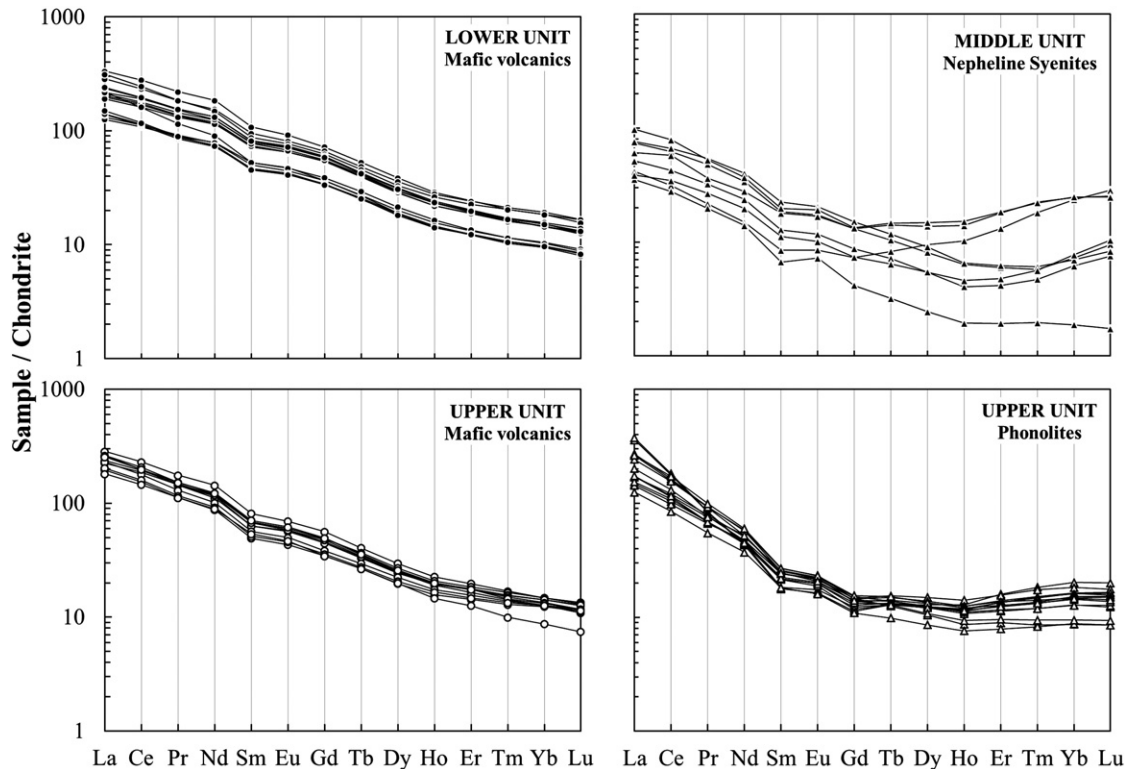


Fig. 4. Chondrite-normalized rare earth elements for mafic rocks from the Lower Unit, nepheline syenites and carbonatites from the Middle Unit, and mafic rocks and phonolites from the Upper Units. Normalizing values are from [Palme and O'Neill \(2003\)](#).

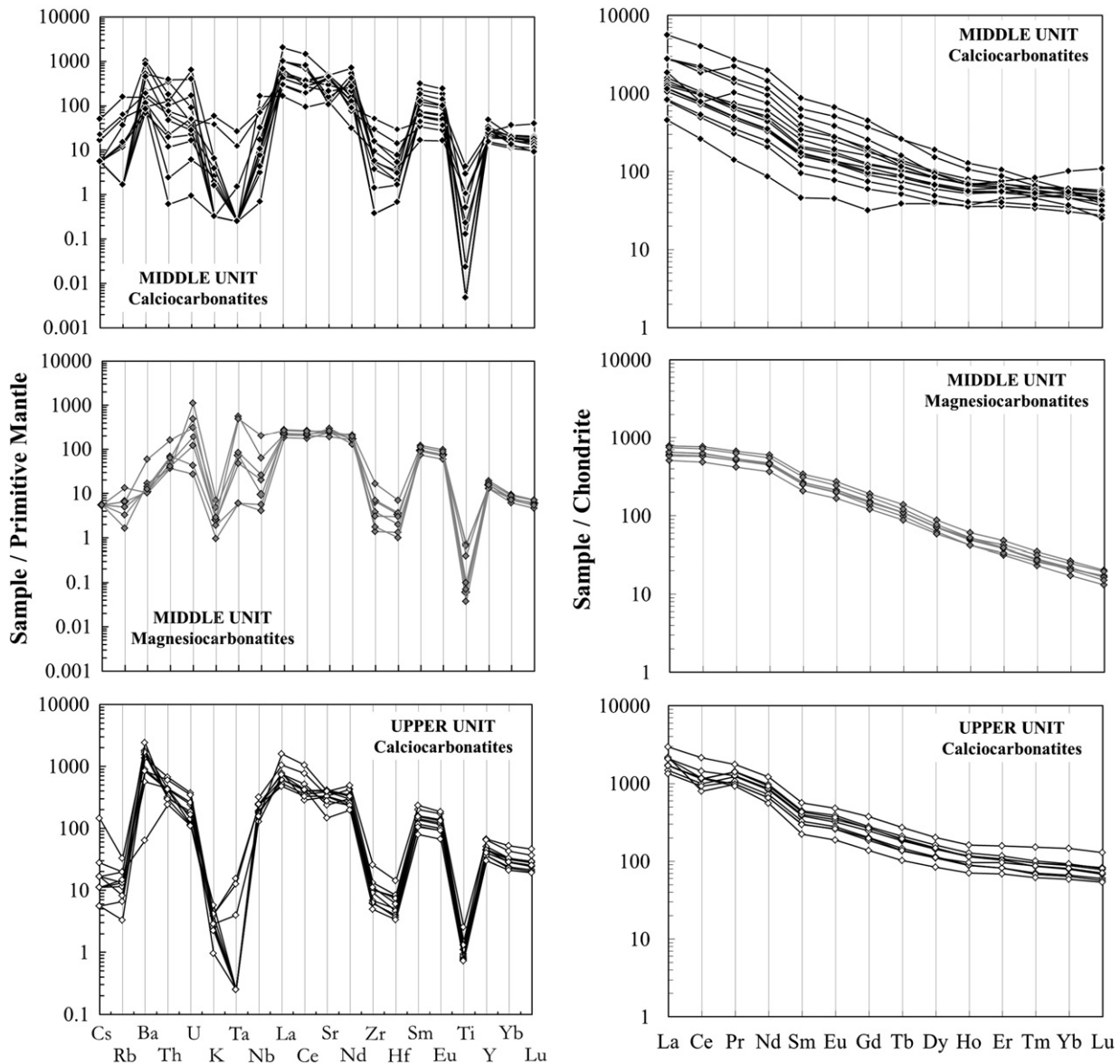


Fig. 5. Primitive-mantle-normalized trace element patterns and chondrite normalized rare earth elements for calcio- and magnesiocarbonatites from the Middle and Upper units. Normalizing values are from [Palme and O'Neill \(2003\)](#).

we would expect that analyzed samples mirror magmatic compositions, although that exogenous process cannot be completely discarded as a constrainer of the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios of the volcanics from the Lower Unit. Consequently, the Sr isotopic signature of these rocks will not be considered when discussing petrogenetic processes.

We stress that seawater, characterized by negligible amounts of Nd ($<5.61 \times 10^{-6}$ ppm; [Rickli et al., 2009](#)), is not able to induce significant alteration in the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of rocks with which it interacts. In contrast, it has been demonstrated that during rock alteration by seawater, no significant Pb additions occur ([Chauvel et al., 1992; Kelley et al., 2003](#)). Moreover, the young age of the studied rocks (<3 Ma; [Madeira et al., 2010](#)) makes it highly improbable that hypothetical U, Th, and Sm modifications have any effect, by radiogenic in-growth, on the Pb and Nd isotopic compositions, given that these isotopic systems are characterized by low decay constants.

Two nepheline syenite samples (CY-39 and CY-179) also present relatively high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ for a given $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, contributing to the aforementioned sub-horizontal trend that distinguishes the Basal Complex from both the Upper Unit and the usual trends depicted by the Cape Verde islands. For these samples, the values obtained from unleached

samples and leachates are identical, within error, showing that, for nepheline syenites, interaction with seawater did not play a significant role in the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios ([Table 3](#)). For this lithotype, Sr isotopes tend to correlate positively with SiO_2 content, pointing to the occurrence of AFC processes, as proposed by [Barker et al. \(2012\)](#) to the neighboring Cadamosto seamount ([Fig. 7B](#)).

5.2. Identifying the Brava compositional end-members

Pb isotope linear arrays such as the ones presented by Brava ([Fig. 6B and C](#)) reflect either secondary isochrons or binary mixing lines (e.g., [Chase, 1981](#)). If the $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ regression lines defined by Brava's Basal Complex and Upper Unit are mantle isochrons, this same situation should also be observed for the linear arrays in the $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ space. Because during melting, Th is more incompatible than U (see [Blundy and Wood, 2003](#) for a review), the source κ ($^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$) values inferred from the measured Th and U concentrations should be higher than the time-integrated Th/U ratios calculated from $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ ratios (κ_{Pb} ; [Galer and O'Nions, 1985](#)). In contrast to the prediction, some Brava samples κ were smaller than

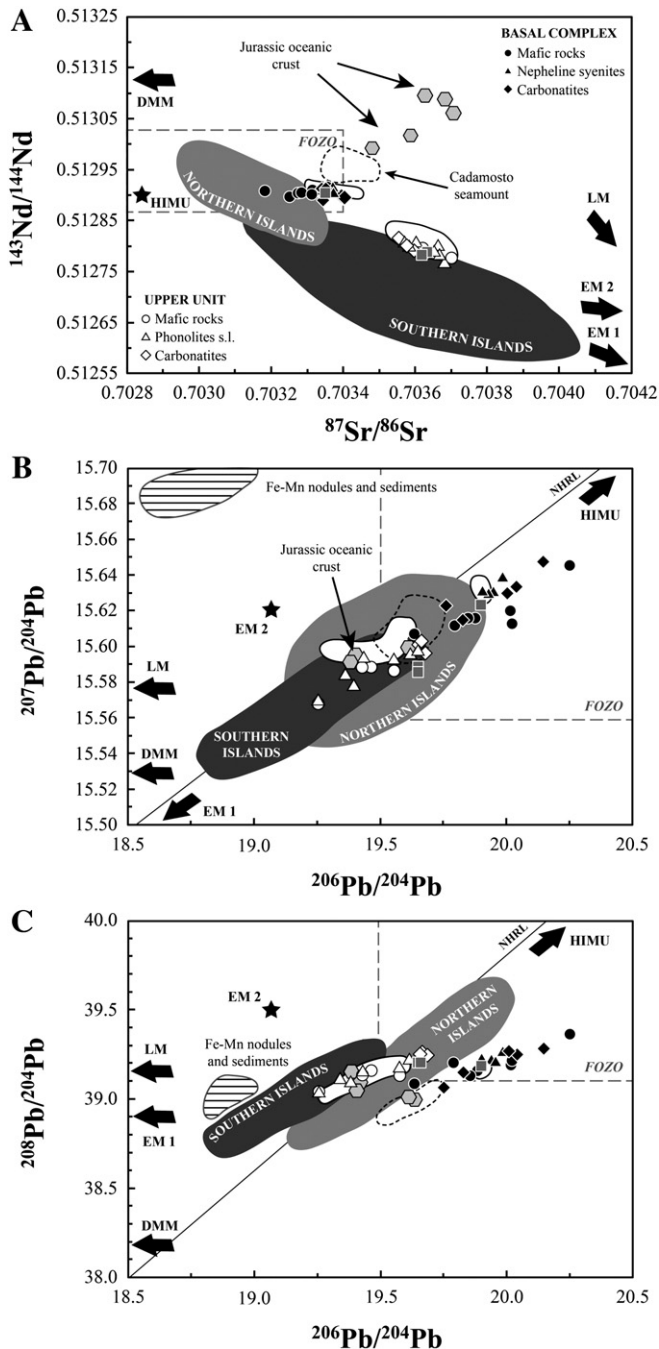


Fig. 6. Sr–Nd–Pb isotopic compositions for Brava intrusive and extrusive rocks. (A) $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$; (B) $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$; and (C) $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Data sources: Northern Islands (Santo Antão, São Vicente and São Nicolau: Jørgensen and Holm, 2002; Holm et al., 2006; Millet et al., 2008) and Southern Islands (Fogo and Santiago: Doucelance et al., 2003; Escrig et al., 2005; Barker et al., 2010; Martins et al., 2010). Shown for comparison are Brava silicate data (basalts and phonolites; white fields) from Hildner et al. (2011), carbonatite data (gray squares) from Hoernle et al. (2002), and Cadamosto Seamount samples from Barker et al. (2012). Jurassic ocean crust (gray hexagon), exposed on Cape Verde (Gerlach et al., 1988; Janney and Castillo, 2001; Millet et al., 2008), and Atlantic Fe–Mn nodules and sediments from DSDP Hole 397 (Hoernle et al., 1991; Abouchami et al., 1999), are shown where appropriate. The solid black line represents the Northern Hemisphere Reference Line (NHRL; Hart, 1984). When possible, the more extreme compositions of HIMU, EM1 and EM2 mantle components are shown (Stracke et al., 2003). FOZO field data from Stracke et al. (2005) are also shown. The LM (lower mantle) and DMM (Depleted Mantle MORB) compositions are from Doucelance et al. (2003) and Workman and Hart (2005), respectively.

κ_{Pb} (Table 2). Considering the errors associated with Th and U analyses (see Section 3) and the fact that samples with relatively low κ values differed only slightly from κ_{Pb} , we cannot completely discard the

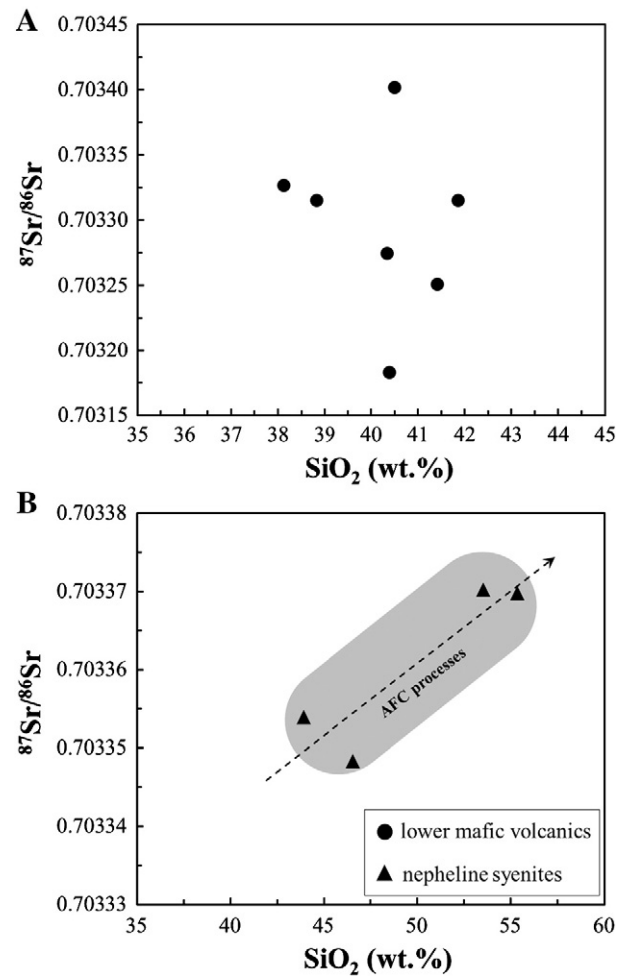


Fig. 7. Plot of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. SiO_2 for the lower mafic volcanics (A) and nepheline syenites (B) from the Brava's Basal Complex. While for the submarine mafic rocks, no correlation is observed between Sr isotopic ratio and silica content, these variables are positively correlated to the plutonic felsic rocks, suggesting that the role of AFC processes is not negligible.

hypothesis that low κ values did not result from analytical uncertainty. However, taking into account the $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ – $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (Fig. 6A) and the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Fig. 8B) linear arrays, we consider that the Pb arrays are unlikely to represent secondary isochrons and most probably represent mixing lines between different local end-members (see Abouchami et al., 2000).

Among the most commonly discussed mantle end-members and components, FOZO has the closest Sr–Nd–Pb isotopic composition relative to Brava magmatic rocks from the Basal Complex. Although not very well defined, FOZO has the approximate range for $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ of 0.7028–0.7034, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ of 0.51287–0.51303, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ of 19.5–20.5, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ of 15.56–15.71 and $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ of 39.1–40.0 (cf. Table 2; Stracke et al., 2005). This observation may suggest that such magmas sampled FOZO-dominated sources. Although other compositions can be inferred for FOZO (see Hart et al., 1992; Hauri et

Table 3

Sr isotopic results comparing compositions of unleached and leached samples with leachates.

Samples	Lithology	Unleached	Leached	Leachate
		$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
CY-11	Melilite nephelinite	0.703752 (5)	0.703281 (14)	0.704067 (7)
CY-165	Foidite	0.703560 (6)	0.703352 (7)	0.703636 (9)
CY-39	Nepheline syenite	0.703377 (5)	0.703377 (7)	0.703376 (12)
CY-179	Nepheline syenite	0.703410 (8)	0.703372 (8)	0.703417 (8)

Numbers in parentheses are within run 2σ errors referring to the last significant digits.

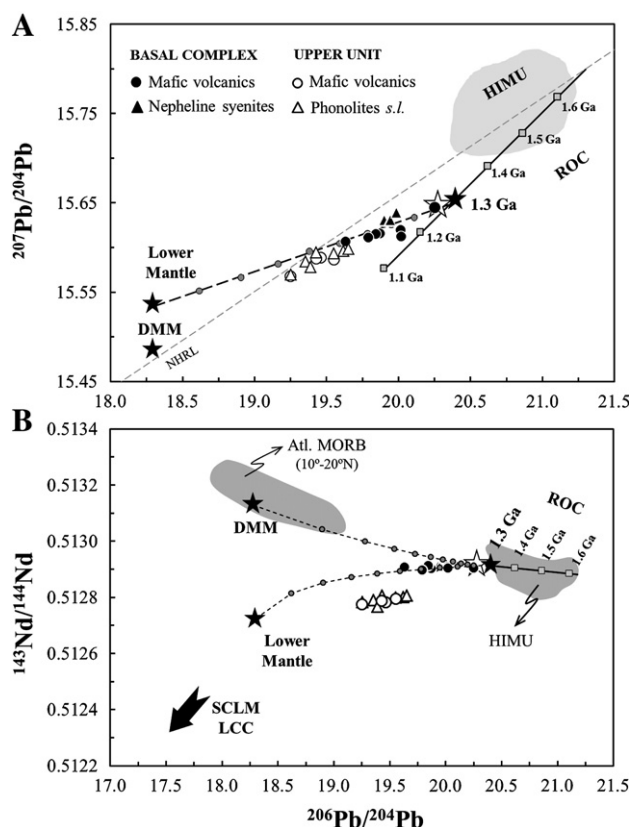


Fig. 8. Variation of $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (A) and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (B) vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for the Basal Complex and the Upper Unit. Recycled oceanic crust (ROC) was modeled using a two-stage model with $\mu_1 = 8.1$, $\mu_2 = 20.5$, $\kappa_1 = 3.8$ and $\kappa_2 = 3.075$, and an age ranging from 1.3 to 1.6 Ga (see Supplementary material S4). White star represents mixing of ROC and lower mantle (LM) at a proportion of 90:10. Tick marks on mixing curves indicate every 10%. Data source: HIMU (St. Helen and Tubuai) from GEOROC; Atlantic MORB (10°–20°N) from Dosso et al. (1993); depleted mantle MORB (DMM) from Workman and Hart (2005); and lower mantle from Doucelance et al. (2003).

al., 1994), this component is usually considered to be characterized by low $^4\text{He}/^3\text{He}$ (<24,085; $\text{R}/\text{Ra} > 30$, Hart et al., 1992; Ballentine et al., 2002; Jackson et al., 2009). These values are at odds with the observed values for Brava carbonatites ($^4\text{He}/^3\text{He} \sim 61,223$, $\text{R}/\text{Ra} < 11.80$) and silicate volcanics ($^4\text{He}/^3\text{He} > 55,580$, $\text{R}/\text{Ra} < 13$) (Mourão et al., 2012).

For Cape Verde, the presence of an HIMU-like component has been repeatedly suggested (e.g., Gerlach et al., 1988; Doucelance et al., 2003; Holm et al., 2006; Millet et al., 2008). In a $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram (Fig. 6B), Brava samples exhibit a linear trend that overlaps the southern and northern island fields, extends into more radiogenic Pb ($^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 20.25$ and $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.65$) and defines a local end-member compositionally close to an HIMU-type component, which is more important for the Basal Complex rocks.

The Pb isotopic composition of the HIMU-like end-member was modeled assuming that it is dominated by ancient recycled ocean crust (ROC) as proposed elsewhere for the HIMU mantle end-member (e.g., Weaver, 1991; Chauvel et al., 1992; Stracke et al., 2003) (Fig. 8). The above-mentioned isotopic signature of the most Pb-radiogenic sample, which plots at the radiogenic end of the Brava trend, was used to constrain the age of the recycling process. Taking this into account, we propose a two-stage evolution model that considers 1.3 Ga as the recycling age of the altered oceanic crust, i.e., as the age of the U–Pb fractionation responsible for the positioning of Brava samples clearly to the right of the Geochron (see Supplementary material S4 for calculation details). This age is also compatible with negative values of $\Delta 7/4$ (~ -7.7) characterizing the presumably high $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ local end-member. In fact, the archetypes of HIMU-type basalts (Mangaia,

Tubuai; Santa Helena) all lie on the NHRL (Chaffey et al., 1989; Chauvel et al., 1992), and even if the Brava linear trend has no age significance, negative $\Delta 7/4$ values have been interpreted as implying a younger recycling age than 1.5 to 2 Ga required by classical HIMU (Thirlwall, 1997) (see also Fig. 8A).

The HIMU-like end-member alone cannot explain the range of Nd–Pb isotopic variations recorded in the Basal Complex. In fact, the $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ plot (Fig. 8B) shows that rocks from this complex develop a trend that, departing from the 1.3 Ga ROC, extends toward significantly less radiogenic Pb isotope signatures. As a working hypothesis, this trend can be interpreted as the result of mixing with one of the following contributors: Lower Mantle (LM), Sub-Continental Lithospheric Mantle (SCLM), Lower Continental Crust (LCC) or even DMM, if slightly different parent–daughter element ratios were considered in the calculation of the HIMU–DMM mixing line.

HIMU-type rocks are elsewhere characterized by quite uniform radiogenic He isotopic signatures ($^4\text{He}/^3\text{He} = 103,220$ to $120,424$, $\text{R}/\text{Ra} = 6$ to 7) that are in agreement with the theoretically expected high time-integrated $(\text{U} + \text{Th})/^3\text{He}$ of ancient recycled oceanic crust (e.g., Hanyu and Kaneoka, 1997; Hanyu et al., 1999; Moreira and Kurz, 2001; Parai et al., 2009). However, Mourão et al. (2012) measured R/Ra values up to 12.85 ($^4\text{He}/^3\text{He}$ down to 56,229) in samples from the Basal Complex, which clearly suggest the involvement of an additional component with a highly unradiogenic He signature. This component cannot be assigned to the SCLM ($\text{R}/\text{Ra} \leq 8$; Gautheron et al., 2005; Czuppon et al., 2009), the LCC ($\text{R}/\text{Ra} \approx 0$; Ballentine and Burnard, 2002) or the DMM inferred from the N-type MORB ($\text{R}/\text{Ra} 8 \pm 1$; e.g., Allègre et al., 1995; Graham, 2002). Consequently, we suggest that mixing of the lower mantle with ROC is the best explanation for the isotope variability of the Basal Complex. A ROC/LM mixture at a proportion of 90:10 closely matches the multi-isotope characteristics of the most Pb-radiogenic sample of the Basal Complex (see Supplementary material S4 for calculations). This observation and seismic data (Montelli et al., 2006; Zhao, 2007; Forte et al., 2010) strongly suggest that the aging environment of the recycled oceanic crust lies at the deepest levels of the mantle.

We emphasize that a contribution of depleted material, isotopically similar to the Atlantic N-MORB, as has been proposed to explain the isotopic signature of volcanics from the northern islands (Gerlach et al., 1988; Doucelance et al., 2003; Holm et al., 2006; Barker et al., 2010) is not mandatory, also considering the relatively Nd-unradiogenic signatures of Brava Basal Complex compared with some of the northern islands (Fig. 6A).

The samples from the Upper Unit are clearly more Sr-radiogenic and Nd-unradiogenic than those from the Basal Complex. They are also characterized by lower $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and higher $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ for a given $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ than their older counterparts (Figs. 6 and 8). These findings suggest a source with lower time-integrated Sm/Nd and U/Pb, coupled with higher Th/Pb and Rb/Sr ratios, than the source of the Basal Complex rocks. Moreover, Ba/Nb ratios that characterize mafic rocks from the Upper Unit (mean = 12.3 ± 4.4 , 2σ) are higher than the mean value of 7.7 ± 1.9 (2σ) that characterizes the mafic volcanic rocks from the Basal Complex. Such elemental signatures argue in favor of the additional involvement of an enriched-mantle, EM1-like source for the Upper Unit (see Weaver, 1991).

Models for the EM1 signature in the southern Cape Verde islands suggested the presence of ancient recycled pelagic sediments, delaminated subcontinental lithospheric mantle (SCLM) and/or lower continental crust (Gerlach et al., 1988; Doucelance et al., 2003; Escrig et al., 2005; Martins et al., 2010). The applicability of these models to Brava Island is very difficult to assess, given the significant heterogeneity of the candidates and the diluted character of the EM1-type component present in the studied rocks (Fig. 9).

In fact, magmatic provinces where the EM1 signature is more evident (e.g., Pitcairn: Eisele et al., 2002; Walvis Ridge: Salters and Sachi-Kocher, 2010) present Pb isotopic signatures that extend to values above the

NHRL (Pitcairn: $\Delta 8/4$ up to 206; $\Delta 7/4$ up to 8.26; Walvis Ridge: $\Delta 8/4$ up to 140; $\Delta 7/4$ up to 9.62) in opposition to Brava where only a few samples from the Upper Unit are marginally above the NHRL ($\Delta 8/4$ up to 13; $\Delta 7/4$ up to -0.328 ; see Table 2 and Hildner et al., 2011).

Lodge and Helffrich (2006) described distinct mantle flow patterns beneath the northern and southern Cape Verde islands, suggesting that magmas spread from separate melting loci. According to Barker et al. (2010), this could explain the dichotomic distribution of the EM1-type signatures, that are absent on the northern islands but characterize the southern islands. For those authors, this reflects the mantle plume azimuthal heterogeneity, and the EM1 component constitutes a sheared plume heterogeneity formed from the ancient recycled oceanic crust package, a hypothesis that, in our opinion, may favor the sediment-recycling model.

As previously described (e.g., Ben Othman et al., 1989; Weaver, 1991; Stracke et al., 2003), the elemental characteristics of recycled marine sediments suggest that, over time, they develop low $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ and high $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$. In general, these characteristics match those attributed to the EM1 mantle component. However, as emphasized by Porter and White (2009) through the assessment of elemental flux into the deep mantle, sediments after processing at subduction zones do not have compositions capable of long-term evolution toward Sr–Nd–Pb isotopic signatures similar to the EM1 component. For example, none of the deep-recycled sediments can evolve to compositions less radiogenic than $\epsilon_{\text{Nd}} \approx +2.5$, when Pitcairn and Walvis Ridge are characterized by ϵ_{Nd} down to -5.9 and -4.7 ,

respectively (e.g., Eisele et al., 2002; Salters and Sachi-Kocher, 2010). In addition, for the Brava Upper Unit, the role of sediments seems to be denied by the lack of Nb/U ratios significantly lower than the average mantle value (see Porter and White, 2009) or Nb and Ce negative anomalies, which are sometimes linked to the contribution of a small proportion of sediment to mantle sources (e.g., Plank and Langmuir, 1998; Eisele et al., 2002; Huang et al., 2005; Class and le Roex, 2008).

Based on the geochemistry of lavas from the southern Cape Verde islands, many authors suggested that EM1-type signatures resulted from the interaction of the ascending plume with continental lithosphere megaliths produced by delamination during the opening of the Atlantic Ocean (Gerlach et al., 1988; Kokfelt et al., 1998; Doucelance et al., 2003; Escrig et al., 2005; Millet et al., 2008; O'Reilly et al., 2009; Martins et al., 2010). This proposal recently received independent support from studies reporting 1) the existence of a zone characterized by anomalously high S-wave propagation velocities beneath the Cape Verde archipelago, reaching 100 km in depth (Begg et al., 2009), i.e., below the typical depth of the oceanic lithosphere in the region; 2) sulfides in highly depleted mantle xenoliths occurring in the Cape Verde lavas, which present Proterozoic and Archean Re-depletion model ages mirroring those of the main tectonic events that took place at the Atlantic margins of the West African Craton and Brazil (Coltorti et al., 2010); and 3) evidence of kimberlitic metasomatism affecting mantle (Iherzolites and harzburgites) xenoliths (Bonadiman et al., 2005). These observations support the existence of continental lithosphere remnants in the region, conferring plausibility to the aforementioned geochemical studies and suggesting their role in the origin of EM1-type signatures for source from the Cape Verde Islands.

We note that, due to their origin, subsequent evolution and very long-term isolation from convective motion, both SCLM and lower continental crust are thought to be characterized by extreme chemical variability. This makes the option for one of these specific lithospheric reservoirs as contributors to the Cape Verde sources a difficult decision, leaving room for the possible contribution of SCLM and lower continental crust, as proposed by Escrig et al. (2005) for Fogo Island.

Escrig et al. (2005) and Millet et al. (2008) presented strong evidence for the residence of such continental megaliths within the Cape Verde oceanic lithosphere. Applying a similar model to Brava, we expected that these megaliths contributed to magmatic composition throughout the island's evolution. From this perspective, a temporal evolution could be envisaged where the continental lithosphere role diminishes/vanishes with progressive exhaustion of the less refractory/more fertile (i.e., metasomatized) domains, due to the interaction with the ascending hot plume magmas. However, the opposite is observed for Brava where the most ancient rocks (Basal Complex) do not provide evidence for significant continental lithosphere contribution, in contrast to the volcanics from the Upper Unit. Considering the observed temporal evolution of Brava, we propose that in the Cape Verde region at least some of the continental megaliths are not attached to the oceanic lithosphere but instead float and move within the asthenosphere at a level that is likely determined by density constraints (see also Coltorti et al., 2010).

5.3. On the genesis of Brava carbonatite: the role of liquid immiscibility and fractional crystallization

One interesting characteristic of Brava Island is the occurrence of carbonatites at different stages of island development. In fact, carbonatites are known either on the Basal Complex, where they intrude the Lower Unit volcanics, or on the Upper Unit, where they present volcanic explosive and effusive facies. The dominant type is calcicocarbonatite, but an important magnesiocarbonatite outcrop is known at Ferreiros beach (southern coast) intruding nepheline syenites.

As emphasized above, Brava Island carbonatites present isotopic ratios that are bracketed by those characterizing coeval silicate

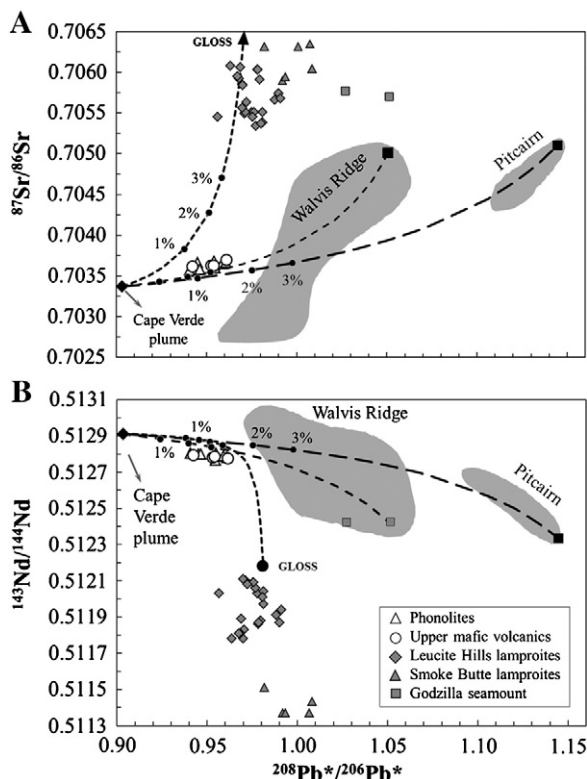


Fig. 9. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs. $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ (A) and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs. $^{208}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$ (B) diagrams. The small EM1-type component makes any of the most plausible contributors here difficult; they are typified by 1) the most Sr-radiogenic compositions of Walvis Ridge (Salters and Sachi-Kocher, 2010) and Pitcairn (Eisele et al., 2002), which were assumed by these authors as the result of the incorporation of ancient recycled sediment into the mantle source(s); 2) the Global Subducting Sediment (GLOSS) defined by Plank and Langmuir (1998); 3) the composition of lamproites from Leucite Hills (Mirnejad and Bell, 2006) and Smoky Butte (Fraser et al., 1985) as well as of Godzilla seamount (Geldmacher et al., 2008), which was considered a proxy of SCLM. Note the extreme variability of these hypothetical representatives of the EM1 component.

rocks, suggesting that these two types of rocks are ultimately derived from similar sources.

5.3.1. Magnesiocarbonatites

Experimental work has demonstrated that magnesiocarbonatites can be produced at appropriate depths (>2 GPa) by very low degrees of partial melting of CO₂-rich mantle lithologies (e.g., Dalton and Wood, 1993; Wyllie and Lee, 1998; Lee et al., 2000; Foley et al., 2009). Experimental attempts to reproduce Mg-rich compositions by immiscibility have failed (e.g., Dasgupta et al., 2006) and extreme fractional crystallization of carbonated silicate magmas is not a reasonable mechanism to produce Mg-rich carbonatite magmas comparable to those from Brava (Mg#>80).

Considering the similar isotopic ratios of magnesiocarbonatites and coeval silicate rocks of the Basal Complex, there is room for the hypothesis that both types of magmas are a direct result of partial melting of the same source. Taking into account a progressive increase of partial melting degree, a continuous gradation from carbonatitic to various types of silicate melts can be generated from CO₂-enriched mantle sources (e.g., Wyllie and Huang, 1975; Dalton and Presnall, 1998; Gudfinnsson and Presnall, 2005). As such, Brava magnesiocarbonatite magma could have resulted from a smaller degree of partial melting than their silicate counterparts. These carbonatites are characterized by Mg# (80 to 90 wt.%; see Supplementary material S3) similar to those obtained experimentally by melting of carbonated peridotites (Mg# = 76 to 88; Foley et al., 2009) but clearly higher than those resulting from carbonated eclogite sources (Mg# = 61 to 69; Dasgupta et al., 2006) which eliminates carbonated eclogite as a source of Brava magnesiocarbonatites and confers plausibility to an origin by melting of carbonated peridotite. However, these carbonatites are also characterized by very low Ni (<20 ppm) and Cr (<5 ppm) content and cannot be considered representative of melts in equilibrium with a peridotitic mantle-residual paragenesis (see Foley et al., 2009).

We are left with two hypotheses: the volumetrically subordinated magnesiocarbonatites represent a residual melt originated by calcite fractionation of carbonatic magma, as proposed by de Ignacio et al. (2012) for São Vicente Island, or these magnesiocarbonatites resulted from post-magmatic dolomitization steaming from secondary processes, following the models by Hoernle et al. (2002) for Cape Verde and Bouabdellah et al. (2010) for Morocco.

Using alizarine as a staining product (Friedman, 1959), we found no textural evidence for calcite replacement by dolomite on magnesiocarbonatites. Moreover, the reported enrichment of Cape Verde magnesiocarbonatites relative to their calcium counterparts in elements (e.g., LREE; Th, U, Nb and Ta) compatible with accessory phases resistant to alteration (Hoernle et al., 2002), is not observed or conspicuous for Brava. Although this question can only be unequivocally solved through the use of carbon and oxygen isotopes, these data strongly suggest that such a model is not applicable to Brava.

Some calciocarbonatites present textures indicating calcite accumulation, which suggest that the de Ignacio's model (see above) can be applied to the present case. However, we note that magnesiocarbonatites have, for example, slightly higher ²⁰⁶Pb/²⁰⁴Pb (20.004–20.147 vs. 19.761–19.828), ²⁰⁸Pb/²⁰⁴Pb (39.247–39.282 vs. 39.073–39.144) and La/Yb for a given La (Fig. 10A) than the coeval calciocarbonatites (see Table 2, Supplementary material S3). This finding indicates that the analyzed samples of the two types of carbonatites are not strictly comagmatic and that if magnesiocarbonatites are the result of calcite fractionation, the resultant calcite cumulates were not analyzed.

5.3.2. Calciocarbonatites

Several authors have proposed the hypothesis that carbonatites can result from extreme fractionation of carbonated silicate magmas (e.g., Veksler et al., 1998; Verhulst et al., 2000). In the present case, such genetic models are not denied by the fact that intrusive calciocarbonatites present isotopic signatures in the range of those

characterizing the silicate rocks of the Basal Complex. Carbonatites and highly undersaturated silicate rocks are known as carriers of numerous exotic minerals (e.g., Hogarth, 1989), with some as important repositories of trace elements (e.g., Chakhmouradian, 2006). Their partition coefficients are poorly known, making quantitative and even qualitative assessment of processes such as crystal fractionation, extremely difficult. However, for the stoichiometric elements in the more abundant mineral phases, the operation of such a process must imply neat liquid lines of descent linking silicate and carbonatite magma compositions. This is not the case for Brava, as clearly indicated by the CaO vs. MgO diagram (Fig. 10B) and this finding strongly suggest that extreme crystal fractionation affecting carbonated silicate magmas does not explain the genesis of these carbonatites.

Considering the identical isotopic ratios of Basal Complex calciocarbonatites and their silicate counterparts, two other models are plausible: wallrock reaction (Dalton and Wood, 1993; Lee and Wyllie, 2000; see below) and silicate-carbonatite liquid immiscibility.

Experimental data (see above) have shown that calciocarbonatites are not a product of partial melting of mantle lithologies. However, on ascent, magnesiocarbonatite magmas produced by a very low degree of partial melting tend to react with lherzolitic and harzburgitic wallrocks to produce calciocarbonatite magmas and transform the wallrocks into wherlite (Dalton and Wood, 1993; Lee and Wyllie, 2000; Xu et al., 2007). Considering that magnesiocarbonatites

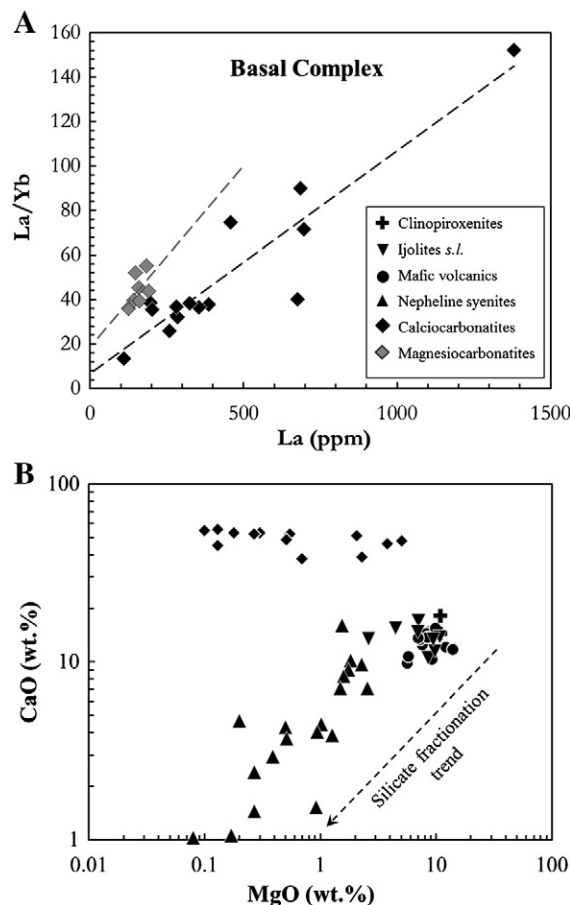


Fig. 10. (A) La versus La/Yb plot for intrusive carbonatites from the Basal Complex showing that, for a given La content, calciocarbonatites present lower La/Yb ratios than magnesiocarbonatites. (B) Variation of CaO with MgO in carbonatite and associated silicate rocks from Brava's Basal Complex. While silicate trend can be explained by fractional crystallization, this process cannot account for the genesis of carbonatites as a differentiation product of the silicate rocks.

generated by this process are highly enriched in incompatible elements, their isotopic ratios (e.g., $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$) are relatively insensitive to interaction with a depleted mantle matrix. As such, the similarity of isotope ratios between coeval carbonatite and silicate rocks cannot be used to deny that hypothesis.

Carbonatites, nephelinites and nepheline syenites from Brava's Basal Complex are plotted in Fig. 11 along with the 0.8 GPa solvus defined by Kjarsgaard and Hamilton (1988) and the 2 to 3 GPa experimental data of Dasgupta et al. (2006). The positioning of the studied rocks is compatible with an immiscibility process producing conjugate nephelinites and carbonatites. Nevertheless, it should be noted that experimentally produced immiscible carbonatite liquids are characterized, similar to the Brava liquids, by low alkali content (<5 wt.%) but significantly higher aluminosilicate content ($\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 > \sim 10$ wt.%) than those of the studied rocks (e.g., Brooker and Kjarsgaard, 2010 and references therein). This finding could be viewed as an argument against the immiscibility model. However, as emphasized by Brooker and Kjarsgaard (2010), fractionation of silicate minerals and the release of alkali-rich fenitizing fluids would deplete immiscibility-generated carbonatite magma in alkalis, silica and alumina. Moreover, the operation of immiscibility is supported by the relative trace element partitioning between silicate and carbonatite liquids (Fig. 12). In fact, relative to the nephelinitic rocks, the calciocarbonatites are highly depleted in K, Rb, Zr, Hf, Nb, Ta and Ti, but enriched in Sr and Ba. This observation is in agreement with the experimental partition coefficients determined by Veksler et al. (1998) for pressures below 0.1 GPa. However, these authors reported carbonatite/nephelinite partition coefficients for REEs lower than 1, which is inconsistent with observations from Brava. The fact that REEs are enriched in carbonatites relative to the conjugated silicate magmas can be explained by considering that immiscibility occurred at significantly higher pressures (0.6 GPa; Hamilton et al., 1989), which is in greater agreement with the plot along the 0.8 GPa solvus (Fig. 11). Additionally, the marked negative anomalies in Ti and P are explained by the role of subsequent fractionation of Fe–Ti oxides and apatite, which are mineral phases identified in some of the rocks.

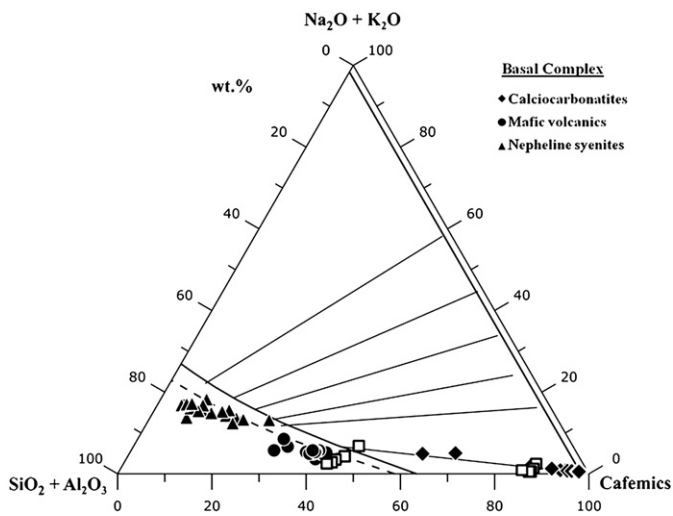


Fig. 11. Projection of rock compositions from the Basal Complex in the $(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$ – $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ – Cafemics $(\text{CaO} + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO})$ diagram; the topology of the carbonate–silicate liquid immiscibility experimental system (Kjarsgaard and Hamilton, 1988) is also presented. Open squares are the compositions of carbonate- and silicate-rich conjugate melts from Dasgupta et al. (2006). The solvus at 0.5 GPa (bold continuous line) and at 0.8 GPa (dashed line) as well as the experimentally determined tie-lines for different carbonatite–silicate conjugate liquids are shown. This diagram supports the occurrence of an immiscibility process to explain the origin of calciocarbonatites from the Basal complex. For comparison with extrusive silicate and carbonatite rocks from the Upper Unit, see Fig. 11 in Mourão et al. (2010). The composition of some nephelinites can be observed to have conjugate carbonatitic liquids plotting very close to the Cafemic corner.

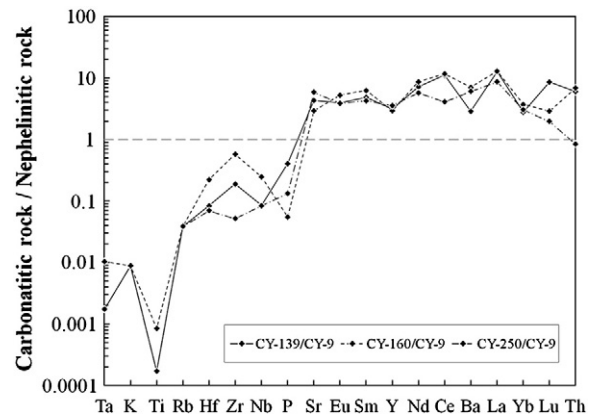


Fig. 12. Enrichment/depletion factors for selected elements of representative intrusive calciocarbonatites with respect to the composition of a nephelinitic rock from the Lower Unit (sample CY-9), plotting closest to the solvus and to the end of the tie line drawn in Fig. 11. The elements are arranged taking into account the experimental partition coefficients during silicate–carbonatite immiscibility processes (Hamilton et al., 1989; Veksler et al., 1998).

Considering the positioning of silicate rocks and carbonatites relatively to the solvus (Fig. 11) and the elemental fractionation depicted by Fig. 12, we consider that the genesis of the calciocarbonatites from Brava Basal Complex is better explained by the immiscibility model.

Similarly, Mourão et al. (2010) proposed a nephelinite–carbonatite immiscibility process to explain the genesis of Brava extrusive carbonatites from the Upper Unit. Their model was based on three considerations: 1) the intimate temporal/spatial association of carbonatites and nephelinitic rocks, 2) the comparison of their major element compositions with the results of immiscibility experimental data, and 3) carbonatite/nephelinite trace element enrichment/depletion factors. Table 2 and Fig. 6 show the similarity of the Sr–Nd–Pb isotopic signatures between carbonatites and the associated silicate rocks and reinforce the proposed model (extrusive carbonatites: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703557\text{--}0.703595$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512792\text{--}0.512816$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19.657\text{--}19.677$; silicate rocks: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.703571\text{--}0.703701$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512767\text{--}0.512807$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19.254\text{--}19.655$). Immiscibility was also invoked for other Cape Verde occurrences by Kogarko (1993) and de Ignacio et al. (2012).

5.3.3. The origin of carbon

The origin of carbon needed to explain the occurrence of Brava's carbonatites is beyond the scope of this paper. Consequently, this issue is treated only briefly.

Proposed models range from a deep origin (involving or not recycled crustal carbon; cf. Hoernle et al., 2002; Mata et al., 2010; Mourão et al., 2012), to a shallow one, with the Cape Verde mantle plume only providing the heat necessary to melt the carbonated domains of the oceanic lithosphere (Doucelance et al., 2010). As mentioned above, Brava carbonatites present not only isotopic characteristics distinct from those of the other Cape Verde carbonatites but also isotopic characteristics similar to those of the coeval silicate rocks, suggesting that the genetic mechanisms associated with other Cape Verde carbonatites may not apply to those occurring in Brava.

Mourão et al. (2012) demonstrated that Brava Basal Complex carbonatites are characterized by a primary low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ ratio (≤ 0.3), where $^{40}\text{Ar}^*$ stands for ^{40}Ar concentration corrected for atmospheric contamination. This was considered incompatible with recycling of crustal components. In fact, after processing at subduction zones, those components would be characterized by low K/U (down to <1000; Becker et al., 2000; Lassiter, 2004) as opposed to the K/U of approximately 110,000 and 62,000 needed to reach the low $^4\text{He}/^{40}\text{Ar}^*$ in 1.6 and 4.5 Ga, respectively (see Mourão et al., 2012). This reasoning makes the applicability of models invoking the recycling of crustal carbon to Brava Basal

Complex carbonatites implausible and supports the involvement of a very long-term isolated reservoir (lower mantle) on the genesis of these rocks. The existence in the mantle of reservoirs isolated for some 4.45 Ga received recent support from a new interpretation of the ^{129}Xe excess of OIB relative to air (Mukhopadhyay, 2012). Interestingly, as shown by Mata et al. (2010), one of the Brava carbonatites is also characterized by ^{129}Xe excess ($^{129}\text{Xe}/^{130}\text{Xe} = 6.71$).

Upper Unit extrusive carbonatites were considered the result of immiscibility processes from a carbonated silicate melt whose composition reflects the partial melting of plume material and posterior mixing with continental lithosphere melts. At least part of the carbon involved comes from the same reservoir proposed for the oldest carbonatites, although we cannot exclude some carbon contribution from the continental lithosphere.

6. Summary and further implications

Brava, the southernmost island of Cape Verde, is atypical in the archipelago geology/geochemistry. In fact, in opposition to the other islands for which a continuous intra-island isotopic range is usually observed, Brava is characterized by two distinct groups in the Sr–Nd–Pb isotopic space(s). Rocks from the Upper Unit (<0.5 Ma) present characteristics akin to those defined by southern Cape Verde islands, whereas the Basal Complex (2 to 3 Ma) signatures are more similar to those of the northern islands (Fig. 6). Moreover, on the $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ diagram (Fig. 6C) Brava rocks form a significantly less steep trend than the one reported for other Cape Verde islands.

The proposed petrogenetic model for the geochemical and lithological variability of Brava magmatic rocks is synthesized in Fig. 13.

The isotopic variability of the Basal Complex is here mainly explained by mixing of the lower mantle with a dominant HIMU-type local end-member, considered to represent ancient (~1.3 Ga) recycled oceanic crust (ROC). The presence of an HIMU-type component in the Cape Verde sources is well-known and is considered to be better sampled by magma erupting in the northern islands (e.g., Gerlach et al., 1988; Doucelance et al., 2003; Holm et al., 2006). Notably, the most radiogenic $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ signature (20.251) ever found in the Cape Verde silicate rocks is reported here for one of the lavas from the Basal Complex. The HIMU-type and lower mantle materials, including the carbon needed for the carbonatites, are considered to have been carried to the upper mantle by the Cape Verde plume, which, according to seismic tomographic (Montelli et al., 2006; Zhao, 2007; Forte et al., 2010) and noble gas data (Christensen et al., 2001; Doucelance et al., 2003; Mata et al., 2010; Mourão et al., 2012), is probably anchored in the deepest levels of the lower mantle. However, it should be noted that the ROC age modeled here for Brava (1.3 Ga) is slightly different than what was calculated for some of the other islands of the archipelago (≥ 1.5 Ga; Gerlach et al., 1988; Hoernle et al., 2002; Doucelance et al., 2003; Millet et al., 2008) but identical to that proposed by Holm et al. (2006) for Santo Antão Island. In addition, the ROC/lower mantle proportions obtained in this study for Brava (see Section 5.2 and Supplementary material S4) are distinct from those calculated by Doucelance et al. (2003) and Millet et al. (2008) for other Cape Verde islands. These differences point to the heterogeneous character of the Cape Verde mantle plume. This observation is not surprising given that high-resolution numerical simulations demonstrate that mantle plumes sample

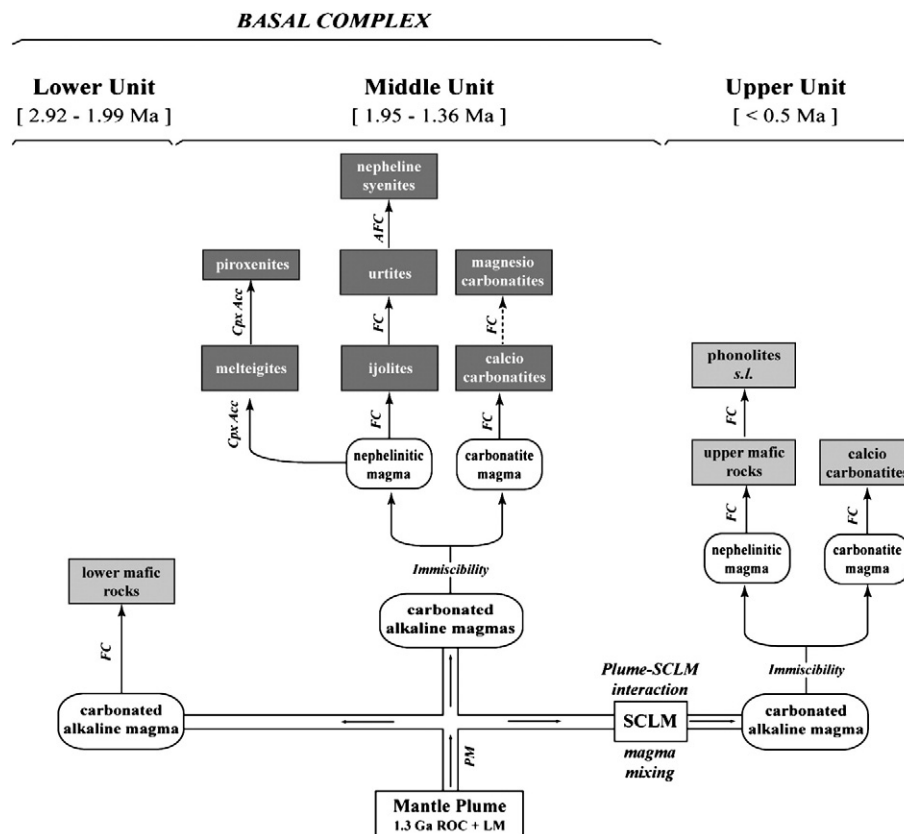


Fig. 13. Schematic illustration of the proposed scenario for the genesis and evolution of magmas at the origin of the three Brava Island volcanostратigraphic units. The “lower” and “upper” mafic volcanics include nephelinites, melilite nephelinites, basanites, foidites, tephrites and phonotephrites. The “phonolites s.l.” include phonolites and nepheline phonolites. PM, FC, Acc and AFC stand for Partial Melting, Fractional Crystallization, Accumulation and Assimilation and Fractional Crystallization processes, respectively. SCLM, subcontinental lithospheric mantle; ROC, ancient recycled oceanic crust; LM, lower mantle; Cpx, clinopyroxene; Cal, calcite. Dark gray boxes: intrusive rocks; light gray boxes: extrusive rocks. As shown, even though magnesio carbonatites of the Middle Unit are considered representative of a liquid residue left after calcite accumulation, they cannot be considered strictly comagmatic with the outcropping calcio carbonatites.

their source heterogeneities and carry them to the Earth's shallower levels without significant homogenization (Farnetani and Hofmann, 2009).

An additional local end-member was required to explain the variability of the Upper Unit. Such an end-member presents elemental and isotopic characteristics allowing its assignment to an EM1-type composition, as described for the other southern islands. The assignment, based on lava chemistry, of a specific precursor to the EM1 signature (pelagic sediments vs. SCLM vs. Lower Continental Crust) is difficult given the extreme heterogeneity of these materials and their diluted contribution to Brava magmas. However, based on independent data, a contribution of continental lithosphere is favored via mixing of plume melts with melts from continental megaliths left behind during the Atlantic opening. Taking into account the absence of evidence of such an EM1-type component contribution to the Brava Basal complex, we propose that those megaliths float on the asthenosphere (Section 5.2; see also Coltorti et al., 2010).

Brava carbonatites are peculiar in their isotopic composition. Whereas other Cape Verde occurrences define a common field in the Sr–Nd–Pb space independent of their geographical location and the chemistry of the associated silicate rocks, Brava occurrences define two distinct groups with similar isotopic ranges as those observed for the coeval alkaline silicate rocks. This observation suggests that Brava carbonatites result from genetic mechanisms distinct from those responsible for the other Cape Verde occurrences. Calcic carbonatites from both the Basal Complex and the Upper Unit are considered the result of nepheline–carbonatite liquid immiscibility, affecting carbonated silicate magma generated by low degrees of partial melting of the ascending plume, whose composition is dominated by ROC and entrained lower mantle. From constraints, such as REE partitioning between the two magma types, immiscibility occurred at pressures ≥ 0.6 GPa. If we assume that crustal thickness under Brava is similar to that of neighboring Fogo Island (~15 km; Lodge and Helffrich, 2006), then immiscibility occurred in the upper levels of the mantle. We suggest that the genesis of the subordinate Basal Complex magnesiocarbonatites represent residual liquids after calcite fractionation from carbonatite magma and are not the product of secondary processes. We emphasize that Brava magnesiocarbonatites are characterized by chemical signatures more akin to HIMU-type magmas than those reported by Hoernle et al. (2002) for magnesiocarbonatites from other Cape Verde islands, to which they assigned EM1-type signatures.

Brava presents isotopic and elemental characteristics typical of both the southern and northern islands and calls into question the clear geochemical distinction between the two groups characteristic of the Cape Verde islands that have been accepted by most authors since Gerlach et al. (1988). This finding is further supported by the possible presence of SCLM relicts beneath Sal, one of the northern islands (Bonadiman et al., 2005; Begg et al., 2009; Coltorti et al., 2010), by the EM1-type fingerprints which, according to Torres et al. (2010), are identifiable by two Sal lavas, and the absence of EM1 signatures in the Cadamosto seamount near Brava (Barker et al., 2012).

Supplementary data to this article can be found online at <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.09.031>.

Acknowledgments

This work was supported by FCT/FEDER through project PLINT (POCTI/CTA/45802/2002) and a PhD scholarship (SFRH/BD/39493/2007) for C. Mourão, and by FCT through the Pest-OE/CTE/UI0263/2011 projects. We wish to thank L. Celestino Silva for his help and insight at many stages of this project, namely in petrographic studies and in preparation of the field campaigns, and to S. Martins for stimulating discussions on the geochemistry of Cape Verde. A. Brum da Silveira is thanked for his help during field work. We also acknowledge Fundação Calouste Gulbenkian, which supported C. Mourão's travel/accommodation expenses and made her analytical work at the

Laboratoire de Magmas et Volcans (France) possible. The authors are grateful to C. Bosq for skilled assistance during the chemical separation of Sr and Nd and to D. Auclair for maintaining the TIMS in top condition. Joel Baker is acknowledged for providing access to the geochemistry laboratory at Victoria University of Wellington. We also thank Editor L. Reisberg, P.M. Holm, Jörg Geldmacher and an anonymous reviewer for the helpful criticism and suggestions, which highly improved the quality of the present manuscript.

References

- Abouchami, W., Galer, S.J.G., Koschinsky, A., 1999. Pb and Nd isotopes in NE Atlantic Fe–Mn crusts: proxies for trace metal paleosources and paleocean circulation. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 1489–1505.
- Abouchami, W., Galer, S.J.G., Hofmann, A.W., 2000. High precision lead isotope systematics of lavas from the Hawaiian Scientific Drilling Project. *Chemical Geology* 169, 187–209.
- Ali, M.Y., Watts, A.B., Hill, I., 2003. A seismic reflection profile study of lithospheric flexure in the vicinity of the Cape Verde Islands. *Journal of Geophysical Research* 108, 2239. <http://dx.doi.org/10.1029/2002JB002155>.
- Allègre, C.J., Dupré, B., Lewin, E., 1986. Thorium/Uranium ratio of the Earth. *Chemical Geology* 56, 219–227.
- Allègre, C.J., Moreira, M., Staudacher, T., 1995. $^4\text{He}/^3\text{He}$ dispersion and mantle convection. *Geophysical Research Letters* 22, 2325–2328.
- Baker, J., Peate, D., Waight, T., Meyzen, C., 2004. Pb isotopic analysis of standards and samples using a ^{207}Pb – ^{204}Pb double spike and thallium to correct for mass bias with a double-focusing MC-ICP-MS. *Chemical Geology* 211, 275–303.
- Ballentine, C.J., Burnard, P.G., 2002. Production, release and transport of noble gases in the continental crust. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 47, 481–538.
- Ballentine, C.J., van Keken, P.E., Porcelli, D., Hauri, E.H., 2002. Numerical models, geochemistry and the zero-paradox noble-gas mantle. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 360, 2611–2631.
- Barker, A.K., Holm, P.M., Peate, D.W., Baker, J.A., 2009. Geochemical stratigraphy of submarine lavas (3–5 Ma) from the Flamengos Valley, Santiago, Southern Cape Verde Islands. *Journal of Petrology* 50, 169–193.
- Barker, A., Holm, P., Peate, D., Baker, J., 2010. A 5 million year record of compositional variations in mantle sources to magmatism on Santiago, southern Cape Verde archipelago. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 160, 133–154.
- Barker, A., Troll, V., Ellam, R., Hansteen, T., Harris, C., Stillman, C., Andersson, A., 2012. Magmatic evolution of the Cadamosto Seamount, Cape Verde: beyond the spatial extent of EM1. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 163, 949–965.
- Becker, H., Jochum, K.P., Carlson, R.W., 2000. Trace element fractionation during dehydration of eclogites from high-pressure terranes and the implications for element fluxes in subduction zones. *Chemical Geology* 163, 65–99.
- Begg, G.C., Griffin, W.L., Natapov, L.M., O'Reilly, S.Y., Grand, S.P., O'Neill, C.J., Hronsky, J.M.A., Djomani, Y.P., Swain, C.J., Deen, T., Bowden, P., 2009. The lithospheric architecture of Africa: seismic tomography, mantle petrology, and tectonic evolution. *Geosphere* 5, 23–50.
- Ben Othman, D., White, W.M., Patchett, J., 1989. The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust–mantle recycling. *Earth and Planetary Science Letters* 94, 1–21.
- Blundy, J., Wood, B., 2003. Partitioning of trace elements between crystals and melts. *Earth and Planetary Science Letters* 210, 383–397.
- Bonadiman, C., Becalova, L., Coltorti, M., Siena, F., 2005. Kimberlite-like metasomatism and 'garnet signature' in spinel-peridotite xenoliths from Sal, Cape Verde Archipelago: relics of a subcontinental mantle domain within the Atlantic Oceanic lithosphere? *Journal of Petrology* 46, 2465–2493.
- Bouabdellah, M., Hoernle, K., Kchit, A., Duggen, S., Hauff, F., Klügel, A., Lowry, D., Beaudoin, G., 2010. Petrogenesis of the Eocene Tamazert continental carbonatites (Central High Atlas, Morocco): implications for a common source for the Tamazert and Canary and Cape Verde Island carbonatites. *Journal of Petrology* 51, 1655–1686.
- Brooker, R.A., Kjarsgaard, B.A., 2010. Silicate–carbonate liquid immiscibility and phase relations in the system SiO_2 – Na_2O – Al_2O_3 – CaO – CO_2 at 0.1–2.5 GPa with applications to carbonatite genesis. *Journal of Petrology* 52, 1281–1305.
- Chaffey, D.J., Cliff, R.A., Wilson, B.M., 1989. Characterization of the St. Helena source. In: Saunders, A.J., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the ocean basins: Geological society special publication*, pp. 257–276.
- Chakhmouradian, A.R., 2006. High-field-strength elements in carbonatitic rocks: geochemistry, crystal chemistry and significance for constraining the sources of carbonatites. *Chemical Geology* 235, 138–160.
- Chase, C.G., 1981. Oceanic island Pb: two-stage histories and mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters* 52, 277–284.
- Chauvel, C., Blichert-Toft, J., 2001. A hafnium isotope and trace element perspective on melting of the depleted mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 190, 137–151.
- Chauvel, C., Hofmann, A.W., Vidal, P., 1992. HIMU-EM: the French Polynesia connection. *Earth and Planetary Science Letters* 110, 99–119.
- Chen, C.Y., Wasserburg, G.J., 1983. The least radiogenic Pb in iron meteorites, Fourteenth Lunar and Planetary Science Conference, Houston, Texas, pp. 103–104.
- Christensen, B.P., Holm, P.M., Jambon, A., Wilson, J.R., 2001. Helium, argon and lead isotopic composition of volcanics from Santo Antão and Fogo, Cape Verde Islands. *Chemical Geology* 178, 127–142.

- Class, C., Goldstein, S.L., 1997. Plume–lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy. *Earth and Planetary Science Letters* 150, 245–260.
- Class, C., le Roex, A.P., 2008. Ce anomalies in Gough Island lavas — trace element characteristics of a recycled sediment component. *Earth and Planetary Science Letters* 265, 475–486.
- Collerson, K.D., Williams, Q., Ewart, A.E., Murphy, D.T., 2010. Origin of HIMU and EM-1 domains sampled by ocean island basalts, kimberlites and carbonatites: the role of CO₂-fluxed lower mantle melting in thermochemical upwellings. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 181, 112–131.
- Coltorti, M., Bonadiman, C., O'Reilly, S.Y., Griffin, W.L., Pearson, N.J., 2010. Buoyant ancient continental mantle embedded in oceanic lithosphere (Sal Island, Cape Verde Archipelago). *Lithos* 120, 223–233.
- Courtney, R.C., White, R.S., 1986. Anomalous heat flow and geoid across the Cape Verde Rise: evidence for dynamic support from a thermal plume in the mantle. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 87, 815–867.
- Cox, K.G., Bell, J.D., Pankhurst, R.J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin, London. 450 pp.
- Crough, S.T., 1978. Thermal origin of mid-plate hot-spot swells. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 55, 451–469.
- Czuppon, G., Matsumoto, T., Handler, M.R., Matsuda, J.-I., 2009. Noble gases in spinel peridotite xenoliths from Mt Quincan, North Queensland, Australia: undisturbed MORB-type noble gases in the subcontinental lithospheric mantle. *Chemical Geology* 266, 19–28.
- Dalton, J.A., Presnall, D.C., 1998. The continuum of primary carbonatitic–kimberlitic melt compositions in equilibrium with lherzolite: data from the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂–CO₂ at 6 GPa. *Journal of Petrology* 39, 1953–1964.
- Dalton, J.A., Wood, B.J., 1993. The compositions of primary carbonate melts and their evolution through wallrock reaction in the mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 119, 511–525.
- Dasgupta, R., Hirschmann, M.M., Stalker, K., 2006. Immiscible transition from carbonate-rich to silicate-rich melts in the 3 GPa melting interval of eclogite + CO₂ and genesis of silica-undersaturated ocean island lavas. *Journal of Petrology* 47, 647–671.
- Dash, B.P., Ball, M.M., King, G.A., Butler, L.W., Rona, P.A., 1976. Geophysical investigation of the Cape Verde archipelago. *Journal of Geophysical Research* 81, 5249–5259.
- Davies, G.R., Cliff, R.A., Norry, M.J., Gerlach, D.C., 1989. A combined chemical and Pb–Sr–Nd isotope study of the Azores and Cape Verde hot-spots: the geodynamic implications. *Geological Society, London, Special Publications* 42, 231–255.
- de Ignacio, C., Muñoz, M., Sagredo, J., 2012. Carbonatites and associated nephelinites from São Vicente, Cape Verde Islands. *Mineralogical magazine* 76, 311–355.
- DePaolo, D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* 53, 189–202.
- Dosso, L., Bougault, H., Joron, J.-L., 1993. Geochemical morphology of the North Mid-Atlantic Ridge, 10°–24°N: trace element–isotope complementarity. *Earth and Planetary Science Letters* 120, 443–462.
- Doucance, R., Escrig, S., Moreira, M., Gariépy, C., Kurz, M.D., 2003. Pb–Sr–He isotope and trace element geochemistry of the Cape Verde Archipelago. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 67, 3717–3733.
- Doucance, R., Hammouda, T., Moreira, M., Martins, J.C., 2010. Geochemical constraints on depth of origin of oceanic carbonatites: the Cape Verde case. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 74, 7261–7282.
- Eisele, J., Sharma, M., Galer, S.J.G., Blichert-Toft, J., Devey, C.W., Hofmann, A.W., 2002. The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot. *Earth and Planetary Science Letters* 196, 197–212.
- Escrig, S., Doucance, R., Moreira, M., Allègre, C.J., 2005. Os isotope systematics in Fogo Island: evidence for lower continental crust fragments under the Cape Verde Southern Islands. *Chemical Geology* 219, 93–113.
- Farnetani, C.G., Hofmann, A.W., 2009. Dynamics and internal structure of a lower mantle plume conduit. *Earth and Planetary Science Letters* 282, 314–322.
- Foley, S.F., Yaxley, G.M., Rosenthal, A., Buhre, S., Kiseeva, E.S., Rapp, R.P., Jacob, D.E., 2009. The composition of near-solidus melts of peridotite in the presence of CO₂ and H₂O between 40 and 60 kbar. *Lithos* 112, 274–283.
- Forté, A.M., Quéré, S., Moucha, R., Simmons, N.A., Grand, S.P., Mitrovica, J.X., Rowley, D.B., 2010. Joint seismic–geodynamic–mineral physical modelling of African geodynamics: a reconciliation of deep-mantle convection with surface geophysical constraints. *Earth and Planetary Science Letters* 295, 329–341.
- Fraser, K.J., Hawkesworth, C.J., Erlank, A.J., Mitchell, R.H., Scott-Smith, B.H., 1985. Sr, Nd and Pb isotope and minor element geochemistry of lamproites and kimberlites. *Earth and Planetary Science Letters* 76, 57–70.
- Friedman, G.M., 1959. Identification of carbonate minerals by staining methods. *Journal of Sedimentary Research* 29, 87–97.
- Galer, S.J.G., O'Nions, R.K., 1985. Residence time of thorium, uranium and lead in the mantle with implications for mantle convection. *Nature* 316, 778–782.
- Gautheron, C., Moreira, M., Allègre, C., 2005. He, Ne and Ar composition of the European lithospheric mantle. *Chemical Geology* 217, 97–112.
- Geldmacher, J., Hoernle, K., Klügel, A., van den Bogaard, P., Bindeman, I., 2008. Geochemistry of a new enriched mantle type locality in the northern hemisphere: Implications for the origin of the EM-I source. *Earth and Planetary Science Letters* 265, 167–182.
- George, R.M., Rogers, N.W., 2002. Plume dynamics beneath the African plate inferred from the geochemistry of the Tertiary basalts of southern Ethiopia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 144, 286–304.
- Gerlach, D.C., Cliff, R.A., Davies, G.R., Norry, M., Hodgson, N., 1988. Magma sources of the Cape Verdes archipelago: isotopic and trace element constraints. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52, 2979–2992.
- Graham, D.W., 2002. Noble gas isotope geochemistry of mid-ocean ridge and ocean island basalts: characterization of mantle source reservoirs. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 47, 247–317.
- Grevenmeyer, I., Helffrich, G., Faria, B., Booth-Rea, G., Schnabel, M., Weinrebe, W., 2010. Seismic activity at Cadamosto seamount near Fogo Island, Cape Verde — formation of a new ocean island? *Geophysical Journal International* 180, 552–558.
- Gudfinnsson, G.H., Presnall, D.C., 2005. Continuous gradations among primary carbonatitic, kimberlitic, melilititic, basaltic, picritic, and komatiitic melts in equilibrium with garnet lherzolite at 3–8 GPa. *Journal of Petrology* 46, 1645–1659.
- Hamilton, D.L., Bedson, P., Esson, J., 1989. The behaviour of trace elements in the evolution of carbonatites. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: genesis and evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 405–427.
- Hanyu, T., Kaneoka, I., 1997. The uniform and low ³He/⁴He ratios of HIMU basalts as evidence for their origin as recycled materials. *Nature* 390, 273–276.
- Hanyu, T., Kaneoka, I., Nagao, K., 1999. Noble gas study of HIMU and EM ocean island basalts in the Polynesian region. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 63, 1181–1201.
- Hart, S.R., 1984. A large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature* 309, 753–757.
- Hart, S.R., Hauri, E.H., Oschmann, L.A., Whitehead, J.A., 1992. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science* 256, 517–520.
- Hauri, E.H., Whitehead, J.A., Hart, S.R., 1994. Fluid dynamic and geochemical aspects of entrainment in mantle plumes. *Journal of Geophysical Research* 99, 24275–24300.
- Hildner, E., Klügel, A., Hauff, F., 2011. Magma storage and ascent during the 1995 eruption of Fogo, Cape Verde Archipelago. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 1–22.
- Hoernle, K., Tilton, G., Schmincke, H.-U., 1991. Sr–Nd–Pb isotopic evolution of Gran Canaria: evidence for shallow enriched mantle beneath the Canary Islands. *Earth and Planetary Science Letters* 106, 44–63.
- Hoernle, K., Tilton, G., Le Bas, M., Duggen, S., Garbe-Schönberg, D., 2002. Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 142, 520–542.
- Hofmann, A.W., 2003. Sampling mantle heterogeneity through oceanic basalts: isotopes and trace elements. In: Heinrich, D.H., Karl, K.T. (Eds.), *Treatise on geochemistry*. Pergamon, Oxford, pp. 61–101.
- Hogarth, D.D., 1989. Pyrochlore, apatite and amphibole: distinctive minerals in carbonatite. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: genesis and evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 105–148.
- Holm, P.M., Wilson, J.R., Christensen, B.P., Hansen, L., Hansen, S.L., Hein, K.M., Mortensen, A.K., Pedersen, R., Plesner, S., Runge, M.K., 2006. Sampling the Cape Verde mantle plume: evolution of melt compositions on Santo Antão, Cape Verde Islands. *Journal of Petrology* 47, 145–189.
- Holm, P.M., Grandvuinet, T., Friis, J., Wilson, J.R., Barker, A.K., Plesner, S., 2008. An ⁴⁰Ar–³⁹Ar study of the Cape Verde hot spot: temporal evolution in a semistationary plate environment. *Journal of Geophysical Research* 113, 1–22.
- Huang, S., Frey, F.A., Blichert-Toft, J., Fodor, R.V., Bauer, G.R., Xu, G., 2005. Enriched components in the Hawaiian plume: evidence from Kahoolawe Volcano, Hawaii. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6, Q11006. <http://dx.doi.org/10.1029/2005gc001012>.
- Jackson, M.G., Dasgupta, R., 2008. Compositions of HIMU, EM1, and EM2 from global trends between radiogenic isotopes and major elements in ocean island basalts. *Earth and Planetary Science Letters* 276, 175–186.
- Jackson, M.G., Kurz, M.D., Hart, S.R., 2009. Helium and neon isotopes in phenocrysts from Samoa lavas: evidence for heterogeneity in the terrestrial high ³He/⁴He mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 287, 519–528.
- Janney, P.E., Castillo, P.R., 2001. Geochemistry of the oldest Atlantic oceanic crust suggests mantle plume involvement in the early history of the central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 192, 291–302.
- Jørgensen, J.Ø., Holm, P.M., 2002. Temporal variation and carbonatite contamination in primitive ocean island volcanics from São Vicente, Cape Verde Islands. *Chemical Geology* 192, 249–267.
- Kelley, K.A., Plank, T., Ludden, J., Staudigel, H., 2003. Composition of altered oceanic crust at ODP Sites 801 and 1149. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4, 8910. <http://dx.doi.org/10.1029/2002GC000435>.
- Kjarsgaard, B.A., Hamilton, D.L., 1988. Liquid immiscibility and the origin of alkali-poor carbonatites. *Mineralogical Magazine* 52, 43–55.
- Kogarko, L., 1993. Geochemical characteristics of oceanic carbonatites from the Cape Verde Islands. *South African Journal of Geology* 96, 119–125.
- Kokfelt, T.F., Holm, P.M., Hawkesworth, C.J., Peate, D.W., 1998. A lithospheric mantle source for the Cape Verde Island magmatism: trace element and isotopic evidence from the island of Fogo. *Mineralogical Magazine*. Goldschmidt, pp. 801–802.
- Lassiter, J.C., 2004. Role of recycled oceanic crust in the potassium and argon budget of the Earth: toward a resolution of the “missing argon” problem. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 5, Q11012. <http://dx.doi.org/10.1029/2004GC000711>.
- Le Maître, R.W., 2002. Igneous rocks. A classification and glossary of terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the systematics of igneous rocks. Cambridge University Press, Cambridge. 236 pp.
- Le Pichon, X., Fox, P.J., 1971. Marginal offsets, fracture zones, and the early opening of the North Atlantic. *Journal of Geophysical Research* 76, 6294–6308.
- Lee, W.J., Wyllie, P.J., 2000. The system CaO–MgO–SiO₂–CO₂ at 1 GPa, metasomatic wehrlites, and primary carbonatite magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 138, 214–228.
- Lee, W.J., Fanelli, M.F., Cava, N., Wyllie, P.J., 2000. Calcicarbonatite and magnesiocarbonatite rocks and magmas represented in the system CaO–MgO–CO₂–H₂O at 0.2 GPa. *Mineralogy and Petrology* 68, 225–256.

- Lodge, A., Helffrich, G., 2006. Depleted swell root beneath the Cape Verde Islands. *Geology* 34, 449–452.
- MacDonald, G.A., 1968. Composition and origin of Hawaiian lavas. *Geological Society of America Memoir* 116, 477–522.
- Madeira, J., Mata, J., Mourão, C., Brum da Silveira, A., Martins, S., Ramalho, R., Hoffmann, D.L., 2010. Volcano-stratigraphic and structural evolution of Brava Island (Cape Verde) based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U–Th and field constraints. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 196, 219–235.
- Manhès, G., Minster, J.F., Allègre, C.J., 1978. Comparative uranium–thorium–lead and rubidium–strontium study of the Saint Sèverin amphoterite: consequences for early solar system chronology. *Earth and Planetary Science Letters* 39, 14–24.
- Martins, S., Mata, J., Munhá, J., Mendes, M., Maerschalk, C., Caldeira, R., Mattioli, N., 2010. Chemical and mineralogical evidence of the occurrence of mantle metasomatism by carbonate-rich melts in an oceanic environment (Santiago Island, Cape Verde). *Mineralogy and Petrology* 99, 43–65.
- Masson, D.G., Le Bas, T.P., Grevemeyer, I., Weinrebe, W., 2008. Flank collapse and large-scale landsliding in the Cape Verde Islands, off West Africa. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, Q07015. <http://dx.doi.org/10.1029/2008gc001983>.
- Mata, J., Moreira, M., Doucelance, R., Ader, M., Silva, L.C., 2010. Noble gas and carbon isotopic signatures of Cape Verde oceanic carbonatites: implications for carbon provenance. *Earth and Planetary Science Letters* 291, 70–83.
- Middlemost, E.A.K., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology* 77, 19–26.
- Millet, M.-A., Doucelance, R., Schiano, P., David, K., Bosq, C., 2008. Mantle plume heterogeneity versus shallow-level interactions: a case study, the São Nicolau Island, Cape Verde archipelago. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176, 265–276.
- Millet, M.-A., Doucelance, R., Baker, J.A., Schiano, P., 2009. Reconsidering the origins of isotopic variations in ocean island basalts: insights from fine-scale study of São Jorge Island, Azores archipelago. *Chemical Geology* 265, 289–302.
- Mirnejad, H., Bell, K., 2006. Origin and source evolution of the Leucite Hills lamproites: evidence from Sr–Nd–Pb–O isotopic compositions. *Journal of Petrology* 47, 2463–2489.
- Mitchell, J.G., Le Bas, M.J., Zielonka, J., Furnes, H., 1983. On dating the magmatism of Maio, Cape Verde Islands. *Earth and Planetary Science Letters* 64, 61–76.
- Montelli, R., Nolet, G., Dahlen, F.A., Masters, G., 2006. A catalogue of deep mantle plumes: new results from finite-frequency tomography. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 7, Q11007. <http://dx.doi.org/10.1029/2006GC001248>.
- Moreira, M., Kurz, M.D., 2001. Subducted oceanic lithosphere and the origin of the “high- μ ” basalt helium isotopic signature. *Earth and Planetary Science Letters* 189, 49–57.
- Mourão, C., Mata, J., Doucelance, R., Madeira, J., Silveira, A.B.D., Silva, L.C., Moreira, M., 2010. Quaternary extrusive calciocarbonatite volcanism on Brava Island (Cape Verde): a nephelinite–carbonatite immiscibility product. *Journal of African Earth Sciences* 56, 59–74.
- Mourão, C., Moreira, M., Mata, J., Raquin, A., Madeira, J., 2012. Primary and secondary processes constraining the noble gas isotopic signatures of carbonatites and silicate rocks from Brava Island: evidence for a lower mantle origin of the Cape Verde plume. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 163, 995–1009.
- Mukhopadhyay, S., 2012. Early differentiation and volatile accretion recorded in deep-mantle neon and xenon. *Nature* 486, 101–104.
- Müller, R.D., Sdrolias, M., Gaina, C., Roest, W.R., 2008. Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world's ocean crusts. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 9, Q04006. <http://dx.doi.org/10.1029/2007GC001743>.
- O'Reilly, S.Y., Zhang, M., Griffin, W.L., Begg, G., Hronsky, J., 2009. Ultradeep continental roots and their oceanic remnants: a solution to the geochemical “mantle reservoir” problem? *Lithos* 112, 1043–1054.
- Palme, H., O'Neill, H.S.C., 2003. Cosmochemical estimates of mantle composition. In: Holland, H.D., Turekian, K.K. (Eds.), *Treatise on geochemistry*. Elsevier Ltd., USA, pp. 1–38.
- Parai, R., Mukhopadhyay, S., Lassiter, J.C., 2009. New constraints on the HIMU mantle from neon and helium isotopic compositions of basalts from the Cook–Austral Islands. *Earth and Planetary Science Letters* 277, 253–261.
- Pin, C., Bassin, C., 1992. Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials. *Analytica Chimica Acta* 269, 249–255.
- Pin, C., Briot, D., Poitrasson, F., 1994. Concomitant separation of strontium and samarium–neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Analytica Chimica Acta* 298, 209–217.
- Plank, T., Langmuir, C.H., 1998. The chemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle. *Chemical Geology* 145, 325–394.
- Pollitz, F.F., 1991. Two-stage model of African absolute motion during the last 30 million years. *Tectonophysics* 194, 91–106.
- Porter, K.A., White, W.M., 2009. Deep mantle subduction flux. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 10, Q12016. <http://dx.doi.org/10.1029/2009GC002656>.
- Ramalho, R., Helffrich, G., Schmidt, D.N., Vance, D., 2010. Tracers of uplift and subsidence in the Cape Verde archipelago. *Journal of the Geological Society* 167, 519–538.
- Rickli, J., Frank, M., Halliday, A.N., 2009. The hafnium–neodymium isotopic composition of Atlantic seawater. *Earth and Planetary Science Letters* 280, 118–127.
- Salter, V.J.M., Sachi-Kocher, A., 2010. An ancient metasomatic source for the Walvis Ridge basalts. *Chemical Geology* 273, 151–167.
- Shields, G., Veizer, J., 2002. Precambrian marine carbonate isotope database: version 1.1. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 3, 1031. <http://dx.doi.org/10.1029/2001gc000266>.
- Stracke, A., Bizimis, M., Salter, V.J.M., 2003. Recycling oceanic crust: quantitative constraints. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 4, 8003. <http://dx.doi.org/10.1029/2001gc000223>.
- Stracke, A., Hofmann, A.W., Hart, S.R., 2005. FOZO, HIMU, and the rest of the mantle zoo. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6, Q05007. <http://dx.doi.org/10.1029/2004gc000824>.
- Thirlwall, M.F., 1997. Pb isotopic and elemental evidence for OIB derivation from young HIMU mantle. *Chemical Geology* 139, 51–74.
- Torres, P., Silva, L.C., Serralheiro, A., Tassinari, C.C.G., Munhá, J., 2002. Enquadramento geocronológico pelo método K/Ar das principais sequências vulcânicas estratigráficas da Ilha do Sal – Cabo Verde. *Garcia de Orta: Série de Geologia* 18, 9–13.
- Torres, P., Silva, L.C.D., Munhá, J., Caldeira, R., Mata, J., Tassinari, C.C.G., 2010. Petrology and geochemistry of lavas from Sal Island: implications for the variability of the Cape Verde magmatism. *Comunicações Geológicas, Tomo* 97, 35–62.
- Veksler, I.V., Petibon, C., Jenner, G.A., Dorfman, A.M., Dingwell, D.B., 1998. Trace element partitioning in immiscible silicate–carbonate liquid systems: an initial experimental study using a centrifuge autoclave. *Journal of Petrology* 39, 2095–2104.
- Verhulst, A., Balaganskaya, E., Kirnarsky, Y., Demaiffe, D., 2000. Petrological and geochemical (trace elements and Sr–Nd isotopes) characteristics of the Paleozoic Kovdor ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion (Kola Peninsula, NW Russia). *Lithos* 51, 1–25.
- Vinnik, L., Silveira, G., Kiselev, S., Farra, V., Weber, M., Stutzmann, E., 2012. Cape Verde hotspot from the upper crust to the top of the lower mantle. *Earth and Planetary Science Letters* 319–320, 259–268.
- Weaver, B.L., 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 381–397.
- White, W.M., 1985. Sources of oceanic basalts: radiogenic isotopic evidence. *Geology* 13, 115–118.
- Williams, C.A., Hill, I.A., Young, R., White, R.S., 1990. Fracture zones across the Cape Verde Rise, NE Atlantic. *Journal of the Geological Society* 147, 851–857.
- Woodhead, J.D., Greenwood, P., Harmon, R.S., Stoffers, P., 1993. Oxygen isotope evidence for recycled crust in the source of EM-type ocean island basalts. *Nature* 362, 809–813.
- Woolley, A.R., Kempe, D.R.C., 1989. Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions, and element distribution. In: Bell, K. (Ed.), *Carbonatites: genesis and evolution*. Unwin Hyman, London, pp. 1–14.
- Workman, R.K., Hart, S.R., 2005. Major and trace element composition of the depleted MORB mantle (DMM). *Earth and Planetary Science Letters* 231, 53–72.
- Wyllie, P.J., Huang, W.-L., 1975. Influence of mantle CO_2 in the generation of carbonatites and kimberlites. *Nature* 257, 297–299.
- Wyllie, P.J., Lee, W.-J., 1998. Model system controls on conditions for formation of magnesiocarbonatite and calciocarbonatite magmas from the mantle. *Journal of Petrology* 39, 1885–1893.
- Xu, C., Campbell, I.H., Allen, C.M., Huang, Z., Qi, L., Zhang, H., Zhang, G., 2007. Flat rare earth element patterns as an indicator of cumulate processes in the Lesser Qinling carbonatites, China. *Lithos* 95, 267–278.
- Zhao, D., 2007. Seismic images under 60 hotspots: search for mantle plumes. *Gondwana Research* 12, 335–355.
- Zindler, A., Hart, S., 1986. Chemical geodynamics. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 14, 493–571.

Nota: Este trabalho foi escrito segundo o antigo acordo ortográfico.